

THÈSE DE DOCTORAT D'ÉTAT ES-SCIENCES PHYSIQUES

présentée

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

par

G. MACHAIRAS

pour obtenir

le grade de Docteur Es-Sciences

SUJET DE LA THÈSE

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE MINÉRALOGIQUE
ET MÉTALLOGÉNIQUE DE L'OR

Soutenue le 10 janvier 1970 devant la Commission d'Examen

MM. WYART Président

CURIEN Examineur

GUILLEMIN Examineur

RAGUIN Examineur

Contribution à l'étude minéralogique et métallogénique de l'or

Résumé de la thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences
physiques, soutenue le 10 janvier 1970, à la Faculté
des Sciences de Paris.

G. MACHAIRAS *

Sommaire

Résumé	2	Chapitre III. — Etude de l'or exogène	28
Introduction	3	Chapitre IV. — Etude de l'or primaire	42
Plan général de l'étude	3	Chapitre V. — Etude du quartz aurifère	58
Méthodes de travail	3	Conclusions générales	65
Chapitre I. — Etude minéralogique d'alliages d'or naturels avec l'argent et le cuivre	7	Références bibliographiques	68
Chapitre II. — Etude cristallographique de l'or et de la pyrite associés	25	Planches photographiques	73

* B. R. G. M. — Département Géologie.

Liste des figures

- FIG. 1. — Variations du pouvoir réflecteur des alliages d'or dans l'air.
- FIG. 2. — Variations du pouvoir réflecteur des alliages d'or dans un milieu d'indice $N = 1,500$.
- FIG. 3. — Variations des indices de réfraction des alliages d'or.
- FIG. 4. — Variations du coefficient d'absorption des alliages d'or.
- FIG. 5. — Courbe permettant le dosage rapide de l'argent dans les alliages d'or.
- FIG. 6. — Variations de la dureté d'un alliage $Au + 5,5 \% Ag$ pour les différentes charges de 15 g à 500 g.
- FIG. 7. — Courbe permettant une évaluation rapide de l'argent dans les alliages d'or.
- FIG. 8. — Diagramme des rayons X d'or pur et de ses alliages.
— Méthode Debye-Scherrer.
— Méthode Sieman-Bohling.
- FIG. 9. — Courbe indiquant le changement interréticulaire que nous avons obtenu sur l'alliage naturel $Au + 27,7 \% Cu$.
- FIG. 10. — Présentation graphique de la solubilité en ppm de l'or primaire effectuée pendant l'oxydo-réduction de la pyrite et du mispickel aurifères en fonction du temps.
- FIG. 11. — Variation du potentiel d'oxydo-réduction de la pyrite et du mispickel aurifères.
- FIG. 12. — Répartition de l'or et de $Mn - Ba - Zn - Cr - Ni - Pb - Al_2O_3, Fe_2O_3$ et K_2O dans les sols.
- FIG. 13. — Répartition de l'or dans le granite de La Boissière (Massif Armoricaïn).
- FIG. 14. — Répartition de l'or dans le granite du Bourneix et les micaschistes encaissants (Massif Central).
- FIG. 15. — Répartition de l'or dans le granite du Bourneix et les micaschistes encaissants (Massif Central).
- FIG. 16. — Courbe de température d'homogénéisation mesurée sur les cavités diphasées de $NaCl$ en fonction des diamètres des libelles de CO_2 .



RÉSUMÉ

Le travail que nous présentons comporte deux parties : une partie concerne la minéralogie et la cristallographie de l'or et des alliages naturels, l'autre traite de la métallogénie de l'or.

1. — Minéralogie et cristallographie

Nous avons étudié les constantes optiques des alliages d'or naturels telles que : pouvoir réflecteur, coefficient d'absorption et indices de réfraction et leur dureté.

Dans la partie intermédiaire du spectre (5 000 à 5 400 Å), le pouvoir réflecteur augmente régulièrement avec la concentration en argent et la courbe obtenue permet des dosages rapides de l'argent.

La dureté des alliages augmente aussi avec la concentration en argent et la courbe obtenue permet une évaluation de la teneur en argent dans les alliages.

Nous avons constaté d'autre part que l'anisotropie de l'or et des alliages, observée fréquemment par les études au microscope à réflexion, n'est pas due à la transformation du réseau (surstructure) mais aux déformations dynamiques pendant la réalisation des

sections polies. Nous avons aussi établi que l'alliage naturel $Au + 27,7 \% Cu$ présentait une variation des distances interréticulaires en accord avec la loi de Végard.

Dans le cadre de l'étude minéralogique de l'or et de ses alliages, nous avons mis au point une méthode permettant de réaliser des lames ultraminces d'une épaisseur inférieure à 1μ . A cette épaisseur, l'or et les sulfures, considérés actuellement comme opaques, deviennent transparents et de nouvelles propriétés optiques apparaissent.

Au point de vue cristallographique, l'étude d'une nouvelle croissance cristalline de l'or et de la pyrite naturels montre que les éléments de symétrie et les opérations qui les accompagnent se répètent successivement dans l'espace, d'abord dans chaque cristallite, ensuite entre les cristallites, enfin entre des groupes de cristallites.

2. — Métallogénie

Nous étudions en premier lieu les textures et la répartition de l'argent de l'or exogène. Cette étude conduit à penser que le transport de l'or dans la zone d'oxydation peut s'effectuer selon plusieurs processus (en suspension et en solution ionique) et que ces

processus peuvent localement participer à la concentration de l'or par nourrissage de l'or primaire.

Nous étudions ensuite l'or primaire et montrons comment s'effectue la migration de l'or dans les granites et diverses roches encaissantes de France. Cette migration ne suit pas de loi déterminée. Dans les granites, l'or se trouve en particules libres associé au quartz et aux feldspaths. Dans les roches encaissantes, l'or s'accompagne d'une silicification ; il se trouve dans les micas, le quartz ou au contact de ces deux minéraux.

Au point de vue de la paragenèse, on constate qu'il existe une liaison générale entre la paragenèse minéralogique et la concentration d'or. En France, les importantes concentrations d'or se trouvent associées aux minéraux suivant : blende, mispickel, bismuth, bismuthinite, pyrite, galène, minéraux plombo-antimonieux et stibine. Pour les autres pays étudiés, les minéraux associés à l'or sont : blende, pyrite, mispickel, galène, tellurures. Ces paragenèses aurifères peuvent servir de guide dans la prospection de l'or.

Le quartz aurifère a été également étudié. Nous avons constaté que des inclusions solides, constituées par des sulfures et de l'or, était disséminées dans la masse du quartz aurifère. Ces inclusions provoquent une diffusion de la lumière, donnant au quartz une teinte bleutée. Nous avons vu également que les inclusions fluides du quartz étaient parfois tapissées d'or.

Nous donnons enfin quelques températures d'homogénéisation des inclusions fluides mais nous ne pensons pas, à la suite d'expériences, que celles-ci correspondent à la température de formation du cristal.

INTRODUCTION

C'est en novembre 1957 que la Direction du Bureau minier guyanais me chargea de faire une étude sur la métallogénie de l'or de la Guyane française.

Le but de cette étude était d'orienter la prospection sur les régions où la probabilité d'existence de gisements aurifères exploitables était la plus grande.

De cette date jusqu'en 1962, j'ai étudié 17 régions aurifères en Guyane française et en outre, à titre de comparaison, la région d'El Callao au Venezuela et celle de Timmins au Canada, au cours d'un séjour d'une année à l'Ecole polytechnique de Montréal.

En 1962, j'ai présenté un premier travail concernant la métallogénie de l'or en Guyane française qui a été soutenu comme thèse d'Université.

Depuis cette date jusqu'en octobre 1969, j'ai conti-

nué à étudier la minéralogie et la métallogénie de l'or primaire et de l'or exogène et j'ai pu mettre en évidence des résultats qui ont ouvert des aperçus nouveaux. Ces résultats font l'objet du présent mémoire.

PLAN GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE

Notre but était de réaliser des études dans de nouveaux domaines.

Ainsi, le premier chapitre présente l'étude des constantes optiques, de la dureté, de l'anisotropie et de la transparence des alliages d'or naturels et des sulfures.

Le deuxième chapitre se rapporte à l'étude de la croissance particulière de l'or exogène et de la pyrite associés.

Le troisième chapitre donne les caractéristiques d'ensemble de l'or de France et d'autres pays.

Le quatrième chapitre traite de la migration de l'or primaire dans les granites de France, de la métallogénie d'ensemble de l'or et des paragenèses minéralogiques associées aux importantes concentrations d'or.

Dans le cinquième chapitre, nous présentons enfin une étude des inclusions du quartz aurifère.

MÉTHODES DE TRAVAIL

Les matériaux que nous avons pu récolter en France et dans les autres pays ont été étudiés au laboratoire du B.R.G.M. à Orléans, au laboratoire de géologie appliquée de l'Ecole des Mines de Paris et au laboratoire de cristallographie et minéralogie de la Faculté des Sciences de Paris.

1) Microscope à réflexion

Pour la détermination des minéraux opaques, nous avons utilisé avec profit un procédé pratique de comparaison des pouvoirs réflecteurs que nous avons mis au point [E. RAGUIN et G. MACHAIRAS, 1956].

La méthode consiste à fabriquer une section polie mince de minéraux étalons (épaisseur de 0,7 mm à 0,2 mm). La section est montée sur une lame de verre porte-objet ou une lame d'acier d'épaisseur 15/100 mm, sur laquelle elle est collée avec du baume du Canada. Elle est placée de manière à dépasser le porte-objet de quelques millimètres, latéralement,

et à présenter une limite rectiligne bien franche jusqu'à laquelle le polissage est aussi parfait que possible. On pose cette préparation sur la surface polie du minéral à étudier de façon que l'arête limite de l'étalon soit en juxtaposition avec le grain minéral étudié au centre du champ du microscope. Il suffit d'une minime variation de la mise au point pour observer successivement le minéral étudié et l'étalon.

2) Microscope à transmission

Nous l'avons utilisé pour la détermination des minéraux transparents.

3) Analyses spectrographiques

Spectrographie d'émission.

Nous avons utilisé cette méthode pour la détermination des éléments en traces dans le quartz aurifère.

4) Étude aux rayons X

Nous avons employé les méthodes classiques : Laue, cristal tournant, des diagrammes de poudres de Debye-Scherrer et aussi la méthode du double monochromateur pour la recherche d'une surstructure possible dans les alliages d'or.

5) Microsonde électronique de Castaing

Nous avons utilisé la microsonde pour l'analyse de minéraux tels que les tellurures qui sont en inclusions dans la galène et aussi pour l'étude des alliages de l'or primaire et de l'or exogène.

La théorie complète de la microsonde est développée dans la thèse de R. CASTAING. Nous donnons ici seulement le principe.

La caractéristique de la microsonde est que l'on peut analyser, sur des sections polies ou encore des lames minces, des volumes de quelques microns cubes. On bombarde dans le vide la surface polie d'un minéral par un faisceau d'électrons. Ils produisent des excitations sur les électrons des couches K - L - M des atomes bombardés. On admet les principes suivants :

a) les électrons qui pénètrent dans le minéral

étudié sont diffusés, quelques électrons peuvent revenir en arrière et sortir de l'échantillon ;

b) la distance parcourue par un électron dans un cristal est indépendante des directions suivies et ne dépend que de son énergie ;

c) si le faisceau électronique de caractéristiques données baigne une masse d'un corps quelconque, il rencontre une masse de l'élément analysé proportionnelle à la concentration massive de ce dernier.

Les électrons des couches K - L - M des atomes subissent des chocs ; ils sont déplacés de ces couches, puis ils retournent occuper leur place primitive, libérant par conséquent de l'énergie sous forme de rayonnement X. Le spectre de ce rayonnement est caractéristique des atomes bombardés.

L'analyse du rayonnement X se fait au moyen de deux spectrographes à cristal recourbé. L'un équipé d'une lame de quartz et d'un compteur Geiger-Müller est destiné à l'analyse des éléments de nombre atomique supérieur à 17, l'autre comportant une lame de mica et un compteur proportionnel, sert pour les éléments de nombre atomique compris entre 11 et 17.

Pour une analyse qualitative, on fait varier l'angle θ de l'équation de Bragg :

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

$$n = 1, 2, \dots$$

$$\lambda = \text{longueur d'onde.}$$

Comme le d est connu parce que c'est celui du quartz ou du mica spectrographique utilisé, on peut calculer la longueur d'onde λ et dans les tables spéciales on trouve les éléments qui correspondent.

Pour une analyse quantitative d'un minéral, on fait apparaître sur les spectrographes, successivement les raies caractéristiques des éléments dans les échantillons étudiés et dans des témoins dans lesquels on connaît leur pourcentage. On note dans les deux cas l'intensité enregistrée par le compteur en impulsions par seconde.

On fait des corrections en tenant compte du temps et le rapport des deux lectures fournit en première approximation la concentration massive des éléments étudiés.

En seconde approximation, on fait une deuxième correction basée sur des phénomènes d'absorption. Dans ce cas, l'équation utilisée est :

$$C = C_1 \cdot f(C_{xi})$$

C = concentration réelle,

C_1 = concentration de la première approximation,

C_{xi} = concentration des différents éléments dans le minéral étudié.

6) Les méthodes d'étude des quartz par les inclusions qu'ils contiennent

G. DEICHA [1955] a exposé largement et en détail les méthodes d'étude des inclusions.

Il est admis que, pendant la croissance des cristaux et à cause du déséquilibre cristallogénique, se produisent des accidents qui forment des cristaux négatifs ou encore des cavités remplies par des liquides et des gaz donnant naissance à des inclusions fluides.

G. DEICHA a classé ces inclusions en trois types :

- type 1* — ce sont des inclusions de gaz sous pression; elles sont monophasées dans les conditions normales;
- type 2* — inclusions aqueuses à bulles; elles sont diphasées car il existe une phase liquide et une phase gazeuse;
- type 3* — inclusions triphasées; il y a en général deux phases liquides et une phase gazeuse.

Parmi les inclusions aqueuses, on distingue : les inclusions primaires contemporaines de la cristallisation du minéral et les inclusions secondaires d'origine mécanique. En ce qui concerne les inclusions aqueuses à bulles, le phénomène est uniquement dû, d'après H.G. SORBY, au refroidissement. La cavité étant entièrement emplie par du liquide lors de sa formation, le liquide se contracte pendant le refroidissement beaucoup plus que la cavité elle-même et il apparaît une bulle formée par la vapeur saturante de la solution emprisonnée. Si on chauffe jusqu'à disparition de la bulle, on obtient la température approximative de la formation du minéral.

Fréquemment, les bulles des inclusions liquides s'agitent à cause du mouvement brownien.

Pour notre travail, nous avons appliqué les méthodes suivantes :

a) Essais par écrasement (méthode G. DEICHA)

Cette méthode, simple et précise, met en évidence l'existence d'inclusions gazeuses sous pression. A l'aide d'un microscope Nachet muni d'une platine à écrasement, on observe les bulles de gaz qui sortent pendant l'écrasement d'un petit fragment d'échantillon immergé dans l'huile de paraffine.

b) Etudes microscopiques

Au microscope ordinaire, on fait l'étude détaillée des inclusions. G. DEICHA utilise deux sources lumi-

neuses, l'une parallèle à l'axe du microscope et l'autre oblique, ce qui produit un fond noir permettant de voir plus nettement l'agitation des bulles. Le grossissement est de l'ordre de 1 000 à 2 000 fois.

c) Méthode décrépitoscopique de SMITH

On entend, grâce à un microphone, le bruit caractéristique de l'éclatement des inclusions chauffées progressivement et on note la température correspondante.

d) Méthode DEICHA-MACHAIRAS

Dans notre étude, la méthode simple d'homogénéisation de H.G. SORBY et la méthode décrépitoscopique se sont avérées peu utilisables (cf. chap. V). Nous avons mis au point, G. DEICHA et nous-même, au laboratoire de géologie appliquée de la Sorbonne, une nouvelle méthode semi-directe qui nous a donné des résultats satisfaisants.

On prend un fragment d'environ 1 mm³ de l'échantillon étudié et on le pose dans une goutte de baume du Canada, cette goutte étant au centre d'un verre de lame mince. On couvre par une autre lame de verre. On cherche et on note, au microscope, les inclusions caractéristiques. On fait un croquis de leur forme et de leur place dans le fragment. Après cette étude microscopique, on transporte le fragment avec une aiguille dans une petite capsule de verre contenant de l'alcool, en agitant jusqu'à ce que le baume qui recouvre le fragment soit complètement dissous. On met ensuite le fragment dans un tube de pyrex, dans lequel se trouve un thermomètre à mercure de 500° et on chauffe lentement à 50°, 75°, 100°, 125°... Après chaque chauffage, on laisse refroidir et on examine au microscope si les inclusions repérées, primaires ou secondaires, ont éclaté. On note la température correspondante.

Nous avons construit un appareillage permettant des microprélèvements (en section polie et en lame mince) de l'ordre de 50 µ [MACHAIRAS, 1967].

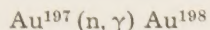
7) Méthode par activation neutronique

Nous avons utilisé cette méthode pour la détermination de la teneur en or des roches encaissantes. La sensibilité de la méthode est de 10 mg/t.

Description de la méthode d'analyse :

On effectue une fusion plombreuse d'une certaine quantité de roche (33 g). Le culot de plomb obtenu

est irradié pendant une semaine par un flux de $3 \cdot 10^{12}$ neutrons/cm²/sec. Il se produit alors la réaction :



A la sortie de la pile, l'or est séparé du culot de plomb par voie chimique. Il est récupéré sur des résines échangeuses d'ions. Le dosage de l'or se fait par spectrographie γ de l'isotope Au^{198} par rapport à un témoin connu (l'isotope Au^{198} est un émetteur de 410 keV, sa période est de 2,7 jours).

8) Absorption atomique

Cette nouvelle méthode, plus simple que la méthode par activation neutronique, permet de doser l'or dans les roches jusqu'à une teneur de 15 à 20 mg/t.

Le principe est le suivant :

Si on place dans une flamme les atomes d'un élément contenu dans une solution, 1 % environ de ces atomes s'excitent tandis que 99 % restent non excités. Un faisceau lumineux de longueur d'onde définie et caractéristique pour chaque élément, traversant la flamme, est absorbé par les atomes non excités. Cette absorption est proportionnelle à la concentration de l'élément à doser.

Mode opératoire pour le dosage de l'or :

Après mise en solution de l'échantillon par l'acide perchlorique, poursuivie d'une attaque à l'eau régale, l'or est extrait par la M.I.B.K. (méthylisobutyle cétone) et le dosage est fait sur cette phase organique.

9) Chambre climatique

Dans la zone d'oxydation, l'altération des minéraux semble être liée en grande partie aux conditions climatiques : température et humidité. Ainsi, dans des climats tropicaux caractérisés par une température presque constante de 25 à 35° et une humidité très élevée, l'altération des minéraux est forte. Par contre, dans des climats où la température et l'humidité sont très basses, cette altération est faible.

L'utilisation de la chambre climatique est une nouvelle méthode permettant de reconstituer approximativement les conditions climatiques naturelles et d'étudier l'altération des minéraux.

Pour nos expériences, nous avons utilisé l'appareil fonctionnant au B.R.G.M., du type J. Köttermann. Dans cet appareil, on peut contrôler le degré

d'humidité et la température. En outre, on peut créer des atmosphères particulières en introduisant du gaz (oxygène) dans la chambre.

10) Appareillage de mesure des pouvoirs réflecteurs

L'appareil utilisé, mis au point par C. LEVY et R. CAYE, comporte un microscope Leitz à réflexion (Dioluxpol) équipé d'un illuminateur à prisme de Berck, grâce auquel les réflexions parasites sont éliminées. La source lumineuse et l'amplificateur électronique sont stabilisés. Le récepteur est un photomultiplicateur 1 P 21 (RCA). Le faisceau incident est issu d'un monochromateur à prisme « Tregar » (Jobin et Yvon).

La tête photométrique permet de délimiter des surfaces à mesurer de 15 μ de diamètre en utilisant un objectif X 44.

La reproductibilité et la précision des mesures sont très satisfaisantes pour une plage déterminée. Les erreurs les plus importantes sont dues à l'état de surface.

En effet, les rayures dues au polissage et les trous, provoquent par l'émission de lumière diffractée des perturbations d'autant plus importantes que le minéral est tendre. En raison de la très faible dureté de l'or, nous avons dû mettre au point une méthode de polissage originale. Cette méthode, très simple, consiste à éviter l'emploi de tout abrasif en poudre et à user l'or, sous courant d'eau, sur une plaque de verre dépoli.

11) Microdureté

L'appareil utilisé est un « Durimet » Leitz. Il comporte un objectif chercheur X 10 et un objectif X 40 permettant la localisation des plages à mesurer.

On peut substituer à l'un et à l'autre de ces objectifs une pointe diamantée pyramidale (angle au sommet 136°), dont le temps de chute peut être réglé par un frein à huile. Il est possible d'appliquer à cette pointe diamantée sept poids différents : 15 g, 25 g, 50 g, 100 g, 200 g, 300 g, 500 g.

La mesure de la longueur de diagonale (horizontale et verticale) des empreintes est effectuée avec une précision de $\pm 0,1 \mu$, grâce au vernier de l'oculaire micrométrique équipant l'appareil.

Les valeurs de dureté Vickers en kg/mm² correspondant aux longueurs diagonales mesurées, figurent dans des tables.

CHAPITRE I

Etude minéralogique d'alliages d'or naturels avec l'argent et le cuivre

HISTORIQUE

Dans ce chapitre, nous étudions les constantes optiques, la dureté, l'anisotropie de l'or et des alliages. Nous étudions aussi la transparence dans le visible de l'or et des minéraux considérés comme opaques.

1. — Constantes optiques

Notre travail a été effectué sur des alliages naturels pour lesquels il n'existe, à ce jour, aucune étude d'ensemble. Les mesures des constantes optiques en fonction de la concentration en argent sont très délicates.

Pour que les valeurs des constantes optiques (pouvoir réflecteur - indices de réfraction - coefficient d'absorption) présentent une signification physique, nous avons été obligés d'abord de mettre au point une méthode pour réaliser des surfaces polies aussi parfaites que possible, aussi bien pour l'or pur que pour les alliages. La méthode classique couramment utilisée pour la réalisation des surfaces polies, basée sur l'abrasion par les diamants, ne peut pas être appliquée. En effet, on constate après l'opération qu'un nombre considérable de particules de diamant restent fixées sur la surface polie. Ces particules forment des croûtes irrégulières qui ont été vérifiées à la microsonde. La méthode que nous avons mise au point a été donnée page 6.

En second lieu, il a fallu mesurer le pouvoir réflecteur avec une grande précision. Nous avons utilisé pour cette opération l'appareil mis au point au B.R.G.M. par C. LEVY et R. CAYE (cf. p. 6).

Enfin, il a fallu effectuer des analyses ponctuelles d'argent dans les zones où les constantes optiques

avaient été mesurées. Ces analyses ont été effectuées avec la microsonde.

Ces trois conditions indispensables n'ont pas été respectées jusqu'à ce jour, ce qui explique les différences entre les résultats publiés par les auteurs.

H. SQUAIR [1965], en utilisant la méthode photo-électrique, a donné des résultats uniquement sur le pouvoir réflecteur de cinq alliages naturels, mesuré dans l'air à 5 500 Å.

R. CAYE et D.A. CERVELLE [1968] ont publié des résultats sur les pouvoirs réflecteurs, les indices de réfraction et coefficients d'absorption d'un alliage naturel à 5 % Ag.

En métallurgie, la plupart des résultats publiés par K. WEISS [1948], R. KRETZMANN [1940], et G. PLESTORF [1926], concernant les indices de réfraction de l'or pur ont été obtenus, soit à partir de couches minces d'or vaporisées sous vide sur un support, soit à partir de dépôts galvaniques. Dans ces deux cas, la mesure des indices était effectuée par la méthode du prisme.

V. EALES [1967] a présenté les courbes de dispersion du pouvoir réflecteur de l'or pur dans l'air en fonction des longueurs d'onde (de 4 000 Å à 7 000 Å). Il compare ses résultats avec les résultats publiés par G.W.C. KAYE et T.H. LABY [1959], A.Q. TOOL [1910], J.T. TATE [1912], et H. SQUAIR [1965]. Ces auteurs ont aussi utilisé la méthode classique pour la réalisation de surfaces polies des échantillons étudiés.

2. — Propriétés structurales

Comme on le sait, l'or forme avec l'argent et le cuivre des solutions solides.

Les atomes d'argent et de cuivre remplacent les atomes d'or dans le réseau cubique à faces centrées.

Le remplacement des atomes d'or peut être soit ordonné (surstructure), soit désordonné.

La structure de la phase ordonnée est connue pour les alliages or et cuivre, tandis qu'on ne la connaît pas pour les alliages or et argent.

Le diagramme des phases, déjà étudié en métallurgie pour l'ensemble des alliages Au + Cu [in P. PASCAL, 1957], a montré que la surstructure se réalise pour les trois proportions atomiques des deux constituants : Au Cu₃, Au Cu et Au₃ Cu [S. HIPOSHI et R. TOTH, 1968]. Pour la proportion atomique du Au Cu, la ségrégation des atomes en couche et la différence des rayons atomiques (Au = 1,44 Å, Cu = 1,28 Å) du cuivre et de l'or entraînent un léger écart de la symétrie cubique et la maille élémentaire devient une maille quadratique avec un rapport d'axes $c/a = 0,932$ [JOHANSSON et LINDE, 1925, in R.C. EVANS 1954]. Pour les alliages naturels étudiés, nous n'avons pas constaté la surstructure.

3. — Dureté

Les travaux publiés sur ce sujet sont extrêmement rares.

R.P. BADALOVA, E.P. NICOLAEVA, L.E. TOBKACHEVA [1968] ont publié des résultats sur la dureté en fonction du pourcentage en argent des alliages naturels des gîtes d'or de l'Uzbekistan. Dans ce cas aussi, on constate que les analyses d'argent sont globales et ne concernent pas forcément la plage où a été mesurée la dureté. C'est pourquoi ces auteurs ne sont pas arrivés à montrer, comme nous le présentons dans notre étude, que la dureté dans les alliages d'or varie linéairement avec la concentration en argent.

Dans ce domaine de recherche, nous présentons la courbe permettant, d'après la mesure de la dureté, le dosage rapide de l'argent dans les alliages naturels.

4. — Anisotropie des alliages d'or

L'étude des alliages d'or par rayons X a montré que, d'une part l'anisotropie n'est pas liée à la surstructure et d'autre part la loi de Végard est applicable pour les alliages naturels contenant Au + 27,7 % Cu.

5. — Transparence dans le visible de l'or et des minéraux considérés comme opaques

Dans ce domaine de la recherche, il n'existe aucun travail publié et les résultats que nous présentons sont totalement nouveaux.

RÉSULTATS OBTENUS

1. — Composition chimique

Les alliages or et argent sont les plus fréquents; les alliages or et cuivre sont rares.

La majorité des alliages d'or argentifère contiennent une teneur en argent inférieure à 30 %, la teneur maximale trouvée étant de 37,7 % (tableau IX).

Le remplacement des atomes d'or par des atomes d'argent et de cuivre entraîne l'existence de propriétés physiques propres à ces alliages. Ainsi, on constate des différences de couleur, de pouvoir réfracteur, d'indice de réfraction, de coefficient d'absorption et de dureté entre l'or pur et les alliages (Au + Ag et Au + Cu).

2. — Propriétés optiques

a) Couleur

En section polie, à l'examen microscopique par réflexion en incidence normale, l'or pur présente une couleur orangée. L'or argentifère (jusqu'à 15 % Ag) est jaune et devient blanc dès que le pourcentage d'argent dépasse 20 %.

L'or cuivreux présente une couleur orangée-rosâtre pour les faibles teneur en cuivre (jusqu'à 15 %) et devient rose clair dès que le cuivre dépasse 20 %.

Un simple examen microscopique visuel permet donc de déterminer, au moins qualitativement, si l'échantillon observé est constitué d'or pur ou d'or allié à l'argent ou au cuivre.

b) Pouvoir réflecteur

Le pouvoir réflecteur est le rapport entre l'intensité du faisceau lumineux réfléchi par une surface plane polie et celle du faisceau incident.

Il s'exprime, pour un minéral transparent et isotrope par la formule :

$$R = \frac{I \text{ réfléchi}}{I \text{ incidente}} = \frac{(n - N)^2}{(n + N)^2}$$

dans laquelle n = indice de réfraction du minéral
 N = indice du milieu d'immersion
 dans l'air $N = 1$

Pour un minéral opaque et isotrope, le coefficient d'absorption k intervient. On a alors :

$$R = \frac{(n - N)^2 + n^2 k^2}{(n + N)^2 + n^2 k^2}$$

Le terme $nk = X$ est une valeur caractéristique appelée *indice d'extinction*.

Si on fait deux mesures dans deux milieux d'immersion d'indice différent, N_1 et N_2 , on dispose d'un système simple de deux équations à deux inconnues :

$$R = \frac{(n - N_1)^2 + n^2 k^2}{(n + N_1)^2 + n^2 k^2}$$

$$R' = \frac{(n - N_2)^2 + n^2 k^2}{(n + N_2)^2 + n^2 k^2}$$

Si le premier milieu est l'air, $N_1 = 1$. En remplaçant

N_2 par N pour le second milieu d'immersion, on a :

$$n = \frac{\frac{1}{2}(N^2 - 1)}{N\left(\frac{1 + R'}{1 - R'}\right) - \left(\frac{1 + R}{1 - R}\right)}$$

$$\text{et } k = \sqrt{\frac{2}{n}\left(\frac{1 + R}{1 - R}\right) - \frac{n^2 + 1}{n^2}}$$

A partir de ces relations simples, il est possible de caractériser des alliages par :

- le pouvoir réflecteur dans l'air,
- le pouvoir réflecteur dans l'huile ($N = 1,500$),
- l'indice de réfraction,
- le coefficient d'absorption.

Ces quatre constantes sont déterminées, pour chaque longueur d'onde définie, dans l'étendue du spec-

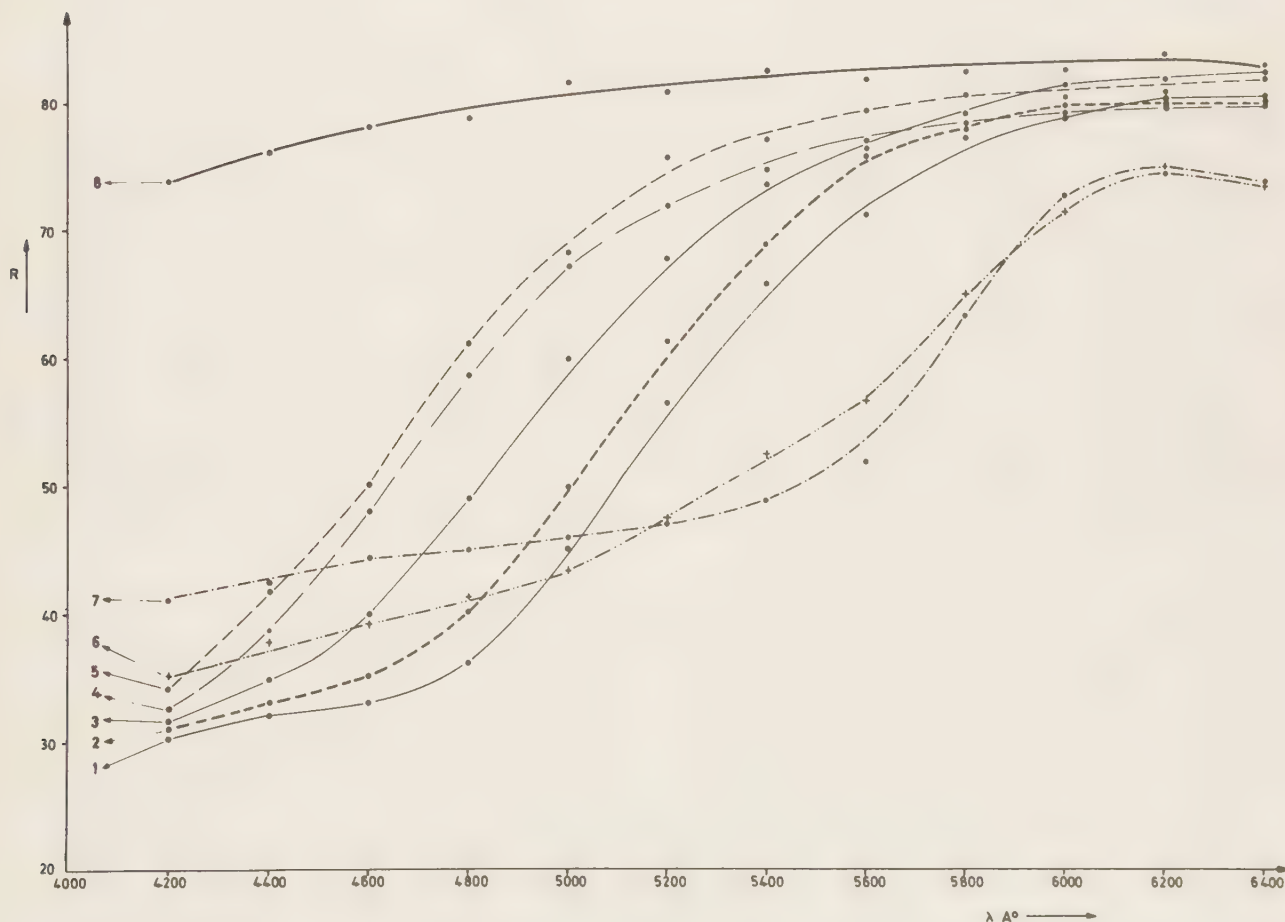


FIG. 1. — Variations du pouvoir réflecteur des alliages d'or dans l'air.

1. — Au 2. — Au + 5,5 % Ag 3. — Au + 12,8 % Ag 4. — Au + 22,1 % Ag
5. — Au + 37,7 % Ag 6. — Au + 27,7 % Cu 7. — Cu 8. — Ag.

TABLEAU I

Variations du pouvoir réflecteur dans l'air (R) et dans l'huile (R')
de l'indice de réfraction (n) et du coefficient d'absorption (k) en fonction de la longueur d'onde.

Au

λ Å	R	R'	n	k
4 200	30,6	22,1	1,308	1,568
4 400	32,0	23,5	1,280	1,645
4 600	33,0	26,0	1,092	1,906
4 800	36,0	30,0	0,942	2,153
5 000	45,5	39,9	0,758	2,753
5 200	57,2	52	0,577	3,899
5 400	66,0	62,0	0,412	5,355
5 600	72,0	68,0	0,359	6,405
5 800	77,0	74,2	0,258	8,500
6 000	78,8	76,7	0,212	10,064
6 200	81,2	78,8	0,207	10,767
6 400	81,0	80,5	0,143	13,426

Alliage Au + 5,5 % Ag

λ Å	R	R'	n	k
4 200	31,0	23,0	1,223	1,871
4 400	33,0	25,5	1,141	1,926
4 600	35,0	28,0	1,052	1,962
4 800	40,1	34,0	0,873	2,378
5 000	50,0	44,0	0,726	3,026
5 200	64,0	58,0	0,560	4,290
5 400	72,0	66,5	0,449	5,560
5 600	75,0	71,0	0,339	6,930
5 800	79,0	76,2	0,242	8,80
6 000	80,0	77,5	0,218	10,149
6 200	80,0	77,7	0,211	10,345
6 400	80,6	79,0	0,179	11,587

Alliage Au + 12,8 % Ag

λ Å	R	R'	n	k
4 200	31,4	24,0	1,160	1,452
4 400	35,6	28,0	0,942	2,143
4 600	40,6	35,0	0,832	2,476
4 800	49,3	42,0	0,840	2,725
5 000	60,9	53,5	0,662	3,703
5 200	68,1	63,0	0,463	5,139
5 400	74,0	68,5	0,447	5,831
5 600	77,0	72,3	0,380	6,800
5 800	79,2	77,0	0,213	9,429
6 000	82,1	79,5	0,210	10,890
6 200	83,0	80,0	0,228	10,632
6 400	83,3	80,5	0,214	11,139

Alliage Au + 22,1 % Ag

λ Å	R	R'	n	k
4 200	32,8	28,0	0,903	2,168
4 400	39,0	34,0	0,811	2,477
4 600	48,0	42,0	0,751	2,890
4 800	59,0	53,0	0,616	3,771
5 000	67,8	61,3	0,592	4,411
5 200	72,0	67,1	0,419	5,833
5 400	75,0	70,0	0,413	6,228
5 600	77,0	72,5	0,362	7,014
5 800	78,0	75,0	0,258	8,767
6 000	79,0	76,0	0,252	9,083
6 200	80,0	77,0	0,176	11,602
6 400	80,1	78,2	0,194	10,923

Alliage Au + 37,7 % Ag

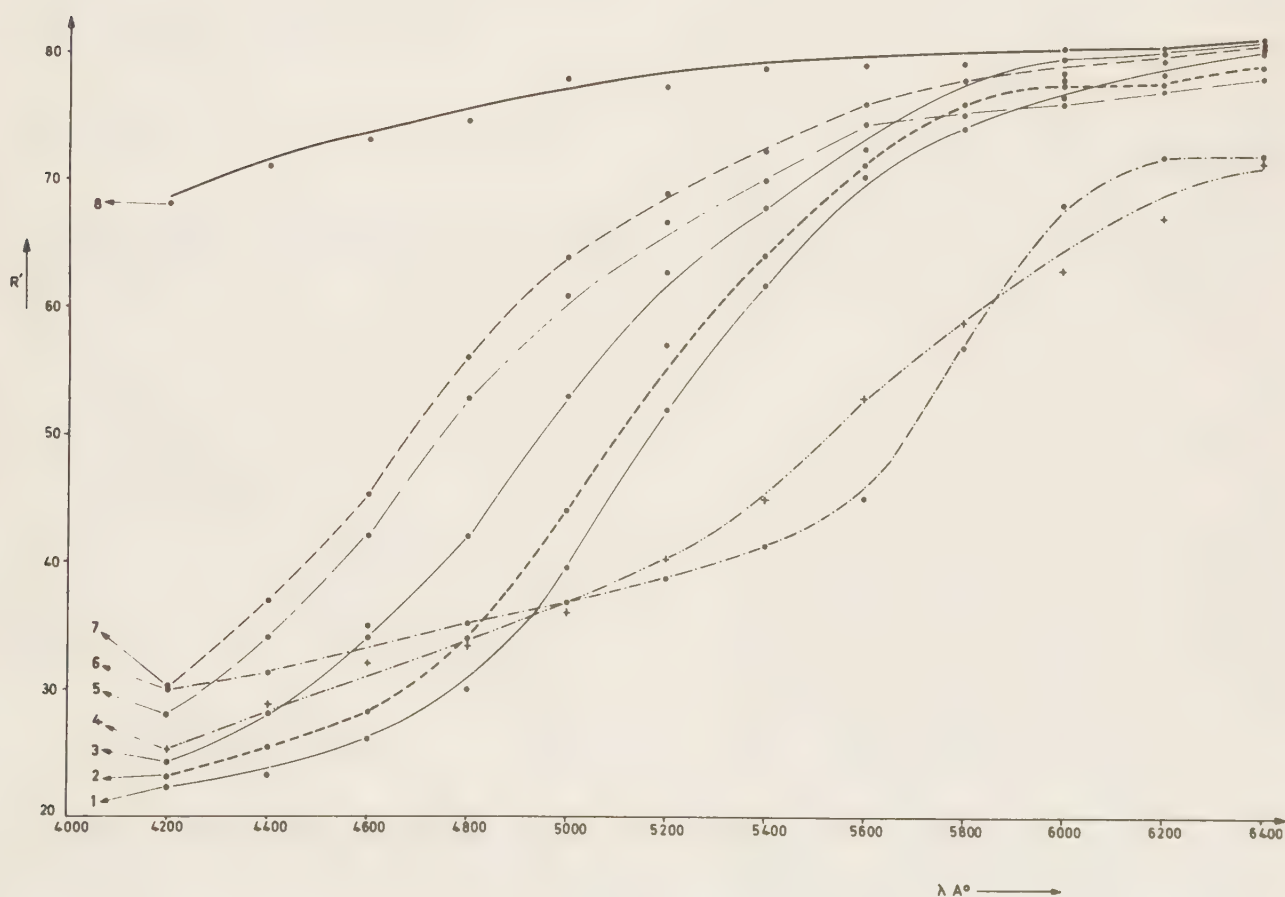
λ Å	R	R'	n	k
4 200	34,0	30,5	0,796	2,388
4 400	42,0	37,0	0,764	2,668
4 600	50,0	45,4	0,626	3,337
4 800	61,0	56,0	0,521	4,298
5 000	70,0	64,0	0,520	4,838
5 200	74,0	69,0	0,416	6,076
5 400	77,0	72,5	0,362	7,010
5 600	80,0	76,0	0,310	8,209
5 800	81,0	78,0	0,239	9,810
6 000	80	78,5	0,181	11,388
6 200	81,1	79	0,191	11,271
6 400	82,8	81,7	0,146	13,882

Cu

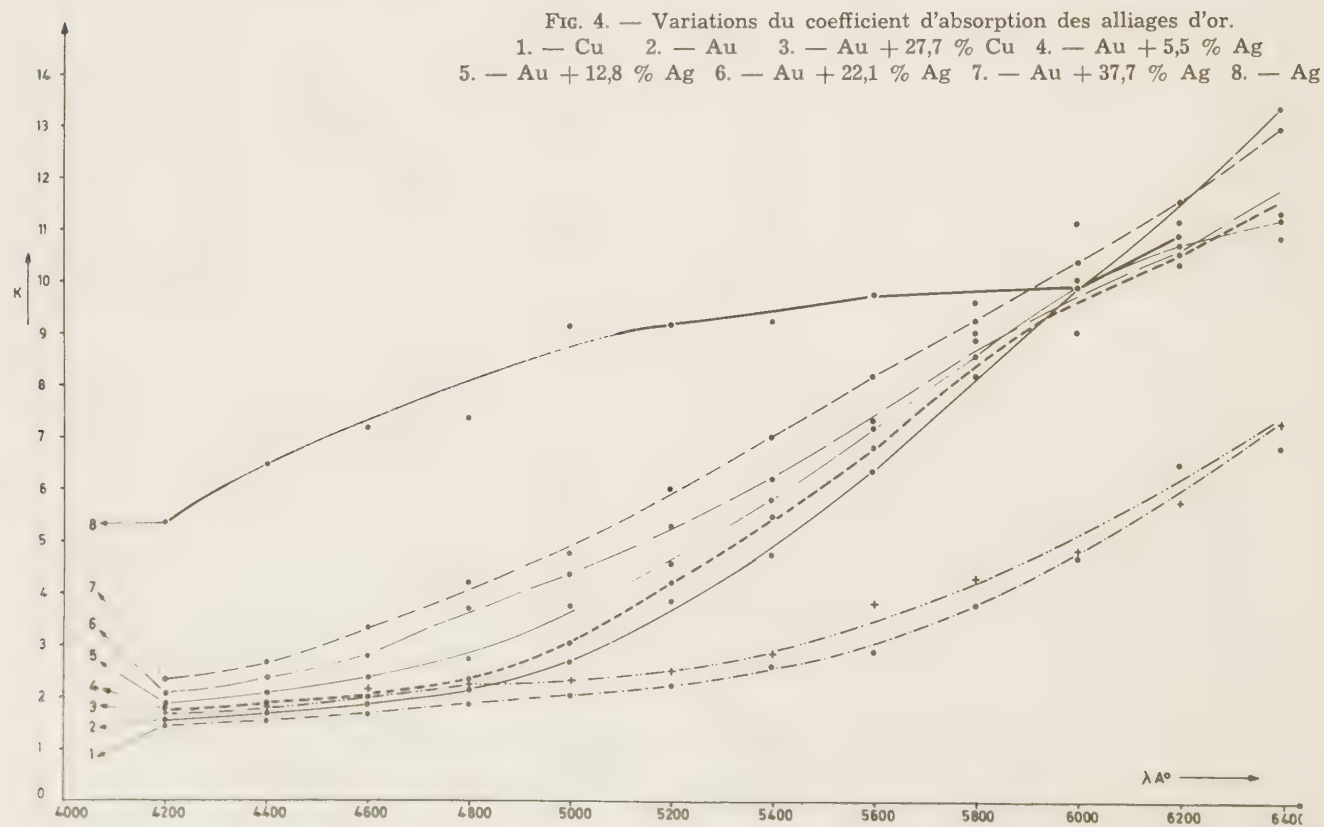
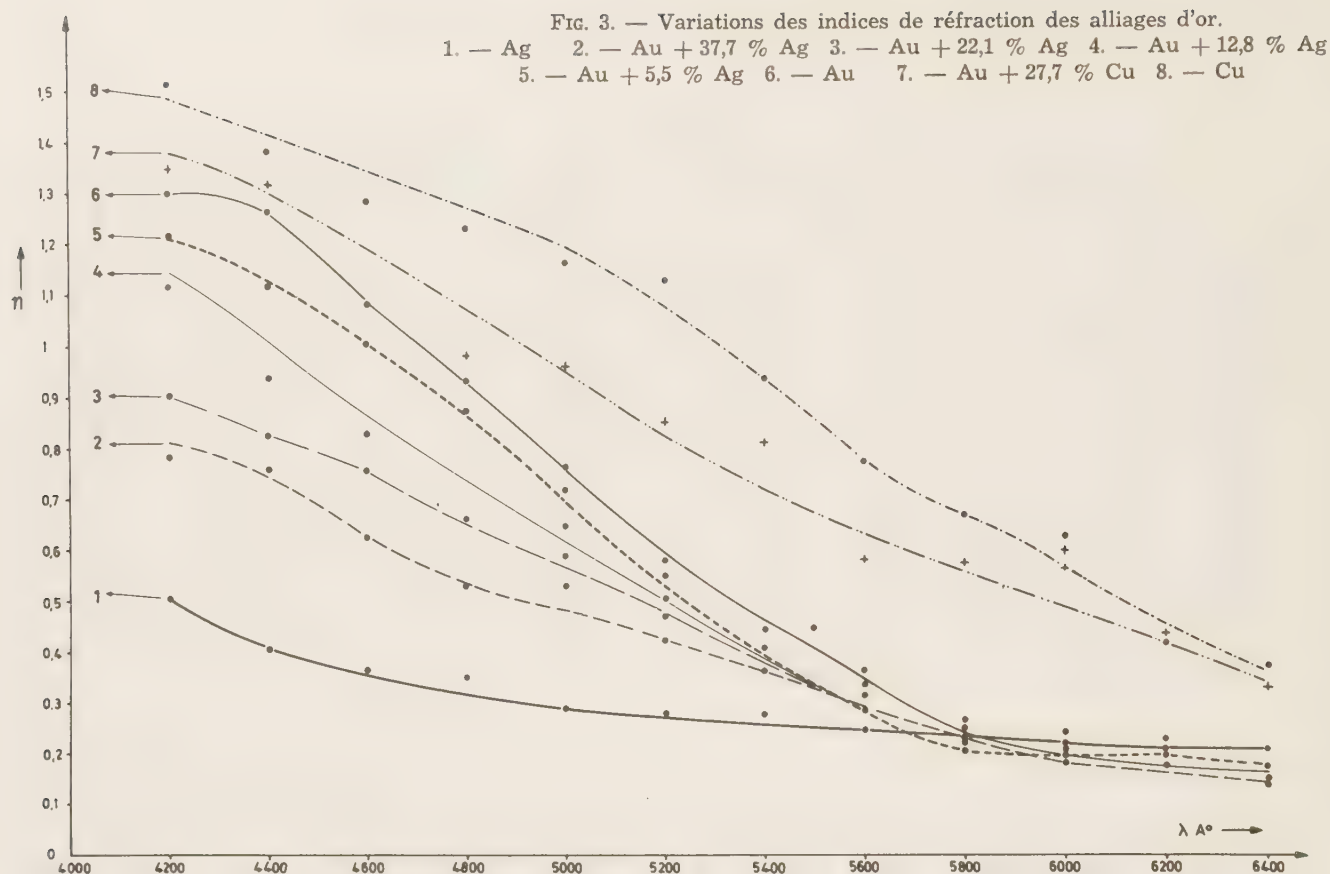
λ Å	R	R'	n	k
4 200	41	30	1,505	1,613
4 400	42,1	31,7	1,381	1,753
4 600	44,1	34	1,297	1,888
4 800	45	35,3	1,228	1,987
5 000	46	36,6	1,166	2,089
5 200	47,6	38,3	1,131	2,179
5 400	48,9	41	0,926	2,563
5 600	52,0	45,2	0,771	2,982
5 800	63,9	57	0,661	3,864
6 000	73	68,2	0,633	4,660
6 200	77,0	72	0,411	6,503
6 400	76	72	0,369	6,788

TABLEAU I (suite)

Ag					Alliage Au + 27,7 % Cu				
λ Å	R	R'	n	k	λ Å	R	R'	n	k
4 200	74	68	0,506	5,418	4 200	34,2	25	1,351	1,590
4 400	76,5	71,5	0,401	6,535	4 400	38,2	28,6	1,326	1,714
4 600	78,1	73,5	0,362	7,116	4 600	39,8	32,4	1,006	2,147
4 800	79,0	74,5	0,352	7,454	4 800	41,0	33,6	0,984	2,221
5 000	82	78,3	0,279	9,189	5 000	43,6	36	0,966	2,300
5 200	81,1	77,5	0,277	9,013	5 200	47,2	40	0,871	2,592
5 400	83,1	79,2	0,296	9,147	5 400	52,3	45	0,815	2,885
5 600	82,4	79	0,256	9,764	5 600	58,2	53,0	0,567	3,932
5 800	83	79,4	0,270	9,089	5 800	65,3	59,2	0,572	4,327
6 000	83,1	79,7	0,255	9,967	6 000	69,7	63,1	0,606	4,496
6 200	84,1	81,0	0,230	10,888	6 200	72,5	67,2	0,454	5,612
6 400	83	80,1	0,222	10,829	6 400	75,7	72	0,311	7,466

FIG. 2. — Variations du pouvoir réflecteur des alliages d'or dans un milieu d'indice $N = 1,500$.

1. — Au 2. — Au + 5,5 % Ag 3. — Au + 12,8 % Ag 4. — Au + 27,7 % Cu
5. — Au + 22,1 % Ag 6. — Cu 7. — Au + 37,7 % Ag 8. — Ag



tre visible (entre 4 200 et 6 400 Å). On obtient ainsi une courbe de dispersion de R ou de n ou de k , en fonction de la longueur d'onde.

Les figures 1 et 2 et le tableau I présentent les variations du pouvoir réflecteur pour l'ensemble de l'or et des alliages étudiés.

On constate que le pouvoir réflecteur de l'or pur est plus faible que celui de l'argent et des alliages Au + Ag; par contre, il est plus grand dans l'ensemble que celui du cuivre et de l'alliage Au + 27,7 % Cu.

L'allure générale des courbes montre, en outre, qu'à chaque extrémité du spectre (4 200 Å et 6 400 Å), les pouvoirs réflecteurs de l'or pur et des alliages Au + Ag se rapprochent. Par contre, dans la partie intermédiaire (5 000 Å à 5 400 Å), le pouvoir réflecteur augmente régulièrement avec la concentration en argent et il diminue avec la concentration en cuivre.

Le pouvoir réflecteur de l'or et des alliages présente la plus grande valeur dans la partie rouge du spectre (6 000 Å et 6 400 Å).

c) Indices de réfraction

La figure 3 et le tableau I montrent les variations des indices de réfraction obtenus pour l'or et des alliages naturels.

On constate par ailleurs que, contrairement à ce qui se produit pour les variations du pouvoir réflecteur, les indices de réfraction diminuent en fonction de la longueur d'onde. Les indices de réfraction de l'or sont plus grands dans l'ensemble que ceux des alliages Au + Ag et plus faibles que ceux du cuivre et des alliages Au + Cu.

En outre, l'allure des courbes d'ensemble montre aussi que la valeur la plus faible des indices de réfraction se trouve dans la partie rouge du spectre, dans laquelle les pouvoirs réflecteurs sont les plus grands.

d) Coefficient d'absorption

La figure 4 et le tableau I présentent les variations d'ensemble du coefficient d'absorption de l'or et des alliages.

On constate que le coefficient d'absorption suit les variations du pouvoir réflecteur et les valeurs les plus grandes se trouvent dans la partie rouge du spectre. Dans la partie intermédiaire du spectre, le

coefficient d'absorption des alliages Au + Ag augmente avec la concentration en argent et, par contre il diminue avec la concentration en cuivre.

TABLEAU II

Variations du pouvoir réflecteur (R et R') d'après FRICK et SCHNEIDERHOHN [1930].

Ag %	Filtres					
	Vert		Orange		Rouge	
	R	R'	R	R'	R	R'
0	47,0	45,5	82,5	80,0	85,6	83,6
2,5	50	49	80,5	80,0	83,3	83
5,0	53,3	52,5	79,6	78,0	82,6	81,0
7,5	56,0	56,0	78,0	76,0	80,0	80,0
10,0	63,0	62,0	76,6	75,0	78,6	78,0
15,0	68,5	66,0	76,0	75,0	78,0	77,6
20,0	71,0	69,0	76,6	74,0	78,6	78,6
25,0	72,0	70,0	76,6	75,0	79,0	79,0
30	74,0	74,0	77,5	76,0	79,6	79,0
40	79,0	78,0	79,0	78,3	79,6	78,6
50	80,5	80,0	80,0	80,0	80,0	80,0
60	83,0	82,0	81,6	81,6	80,0	82,0
70	86,5	84,0	83,3	84,0	81,6	84,0
80	89,0	86,3	86,0	86,0	86,0	87,0
90	91,0	90,0	88,6	90,0	86,6	90
100	95,5	94,0	94,0	94,0	93,0	94,0

e) Conclusions

D'après ce qui précède, on constate que :

- 1) Le pouvoir réflecteur et le coefficient d'absorption présentent des courbes de dispersion ayant la même allure et leur valeur est plus grande dans la partie rouge du spectre. Dans ce domaine du spectre (6 000 Å à 6 400 Å), l'absorption est forte.
- 2) Les indices de réfraction se caractérisent par des courbes de dispersion dont l'allure est inverse de celle des autres constantes optiques.
- 3) Dans la partie intermédiaire du spectre (5 000 Å à 5 400 Å), le pouvoir réflecteur et le coefficient d'absorption augmentent régulièrement avec la concentration en argent et par contre, il diminue avec la concentration en cuivre.

Les indices de réfraction, par contre, diminuent avec la concentration en argent et augmentent avec la concentration en cuivre.

TABLEAU III

Variations du pouvoir réflecteur (R et R') de l'indice de réfraction (n) et du coefficient d'absorption (k) en fonction de la longueur d'onde.

	Or pur											
	d'après G. PLESTORF [1928]											
λ Å	2 540	2 810	3 130	3 660	4 060	4 360	5 460	5 780				
n	1,47	1,62	1,82	1,45	1,20	1,01	0,59	0,46				
	Or pur											
	d'après K. WEISS [1948]											
λ Å	5 500	6 000	7 000	8 000	9 000	10 000						
n	0,331	0,200	0,131	0,148	0,166	0,179						
	Or pur											
	d'après R. KRETZMANN [1940]											
λ Å	5 500	6 000	7 000	8 000	9 000	10 000						
n	0,442	0,261	0,171	0,178	0,190	0,194						
	Au + 5 % Ag											
	d'après R. CAYE et D.B. CERVELLE [1968]											
λ Å	4 200	4 400	4 660	4 800	5 000	5 200	5 400	5 600	5 800	6 000	6 200	6 400
R	30,5	32,7	34,4	38,3	44,1	54,4	62,06	67,7	71,61	74,53	77,2	80,37
R'	22,9	25,2	27,3	31,55	38,61	51,9	61,1	67,0	70,1	72,9	75,2	78,0
n	1,20	1,14	1,07	0,97	0,78	0,46	0,32	0,26	0,25	0,23	0,22	0,21
k	1,2	1,3	1,4	1,6	2,0	3,0	4,0	4,9	5,6	6,3	7,0	8,0

TABLEAU III (suite)

Variations du pouvoir réflecteur R à 5 500 Å des alliages d'or naturels et artificiels, d'après H. SQUAIR [1965].

a) Alliages d'or naturels

	R 5 500 Å	% Ag
Tundra Mines Canada.	75,0	17,5
Kamenta River.	75,0	13,5
Tundra Mines Canada.	75,9	17,3
Rustenburg Mines, Bushveld, Sud Africa.	78,1	21,2
Rustenburg Mines, Bushveld, Sud Africa.	84,7	35,0

b) Alliages d'or artificiels

Composition		R 5 500 Å
% Ag	% Au	
100	0	99,9
91	9	92,8
81	19	91,9
70	30	90,7
60	40	90,1
50	50	88,3
41	59	86,0
30,8	69,2	83,5
21,5	78,2	80,8
10	90	68,8
0	100	59,0

TABLEAU IV

Dosage de Ag dans des alliages d'or naturels, d'après la mesure du pouvoir réflecteur.

	R 5 200 Å	R 5 400 Å	$\frac{R\ 5\ 400\ \text{Å}}{R\ 5\ 200\ \text{Å}}$	% Ag d'après la méthode optique	Erreur absolue
Au	59,73	68,00	1,138	1	+ 1 %
	57,69	65,67	1,138		
	55,87	63,46	1,135		
	56,44	63,58	1,126		
	56,87	64,44	1,133		
	56,30	64,07	1,138		
	56,44	64,32	1,139		
	56,16	63,71	1,135		
Moyenne. . .	1,137				
Au + 5,3 % Ag	67,94	75,68	1,113	6,1	+ 0,8 %
	68,08	75,44	1,106		
	67,25	74,49	1,107		
	68,08	72,20	1,101		
	66,08	74,44	1,104		
	67,94	75,68	1,112		
	68,36	75,92	1,109		
	67,11	74,72	1,111		
	67,39	75,20	1,114		
Moyenne. . .	1,112				
Au + 5,5 % Ag	66,19	73,67	1,113	5,6	+ 0,1 %
	65,20	73,19	1,122		
	64,77	72,47	1,118		
	66,61	74,04	1,111		
	65,76	73,07	1,111		
Moyenne. . .	1,115				
Au + 6,9 % Ag	68,06	75,62	1,111	6,5	- 0,4 %
	67,91	75,37	1,109		
	67,47	75,37	1,117		
	67,76	75,62	1,115		
	67,47	75,00	1,111		
	67,62	75,37	1,114		
Moyenne. . .	1,112				
Au + 9,5 % Ag	67,37	74,47	1,105	8,1	- 1,4 %
	67,51	74,84	1,108		
	66,25	73,38	1,107		
	67,79	74,96	1,105		
	68,36	74,84	1,094		
	68,22	74,72	1,095		
	67,58	74,96	1,109		
	68,08	74,47	1,093		
Moyenne. . .	1,102				

TABLEAU IV (suite)

	R 5 200 Å	R 5 400 Å	$\frac{R\ 5\ 400\ \text{\AA}}{R\ 5\ 200\ \text{\AA}}$	% Ag d'après la méthode optique	Erreur absolue
Au + 12,8 %	70,63	76,54	1,083	13,2	+ 0,4 %
	70,49	75,57	1,072		
	70,06	75,44	1,076		
	70,35	75,93	1,079		
	70,35	75,44	1,072		
	70,63	76,05	1,076		
	70,49	75,57	1,072		
	70,06	75,32	1,075		
	68,07	73,63	1,081		
	68,92	74,11	1,075		
Moyenne. . .	1,076				
Au + 13,2 % Ag	73,48	78,62	1,069	14,5	+ 1,3 %
	73,70	79,25	1,075		
	74,66	79,50	1,064		
	73,19	78,62	1,074		
	73,34	78,49	1,070		
Moyenne. . .	1,070				
Au + 14 % Ag	74,65	80,53	1,078	15,2	+ 1,2 %
	74,79	80,41	1,075		
	73,94	78,58	1,062		
	73,66	78,09	1,060		
	73,94	78,33	1,060		
Moyenne. . .	1,067				
Au + 19,2 % Ag	76,24	80,03	1,049	21,0	+ 1,8 %
	76,96	80,64	1,047		
	76,10	79,42	1,043		
	75,95	79,17	1,042		
	74,80	78,44	1,048		
	77,11	81,14	1,052		
Moyenne. . .	1,047				
Au + 22,1 % Ag	73,43	76,44	1,040	21,5	- 0,6 %
Au + 37,7 % Ag	75,36	77,53	1,028	36	- 1,7 %

f) Application

Essai de dosage semi-quantitatif de l'argent par la mesure du pouvoir réflecteur :

La figure 1 montre que dans la partie intermédiaire du spectre (5 000 Å à 5 400 Å) le pouvoir réflecteur augmente régulièrement avec la concentration en argent et l'allure des courbes tend à être linéaire. On

peut utiliser cette propriété pour la détermination de la concentration en argent existant dans les alliages.

Pour que les mesures restent indépendantes des conditions d'appareillage et surtout de l'état de surface des sections polies, nous avons jugé préférable d'utiliser le rapport des pouvoirs réflecteurs mesurés à 5 400 Å et 5 200 Å plutôt que la valeur absolue de ceux-ci (tableau IV).

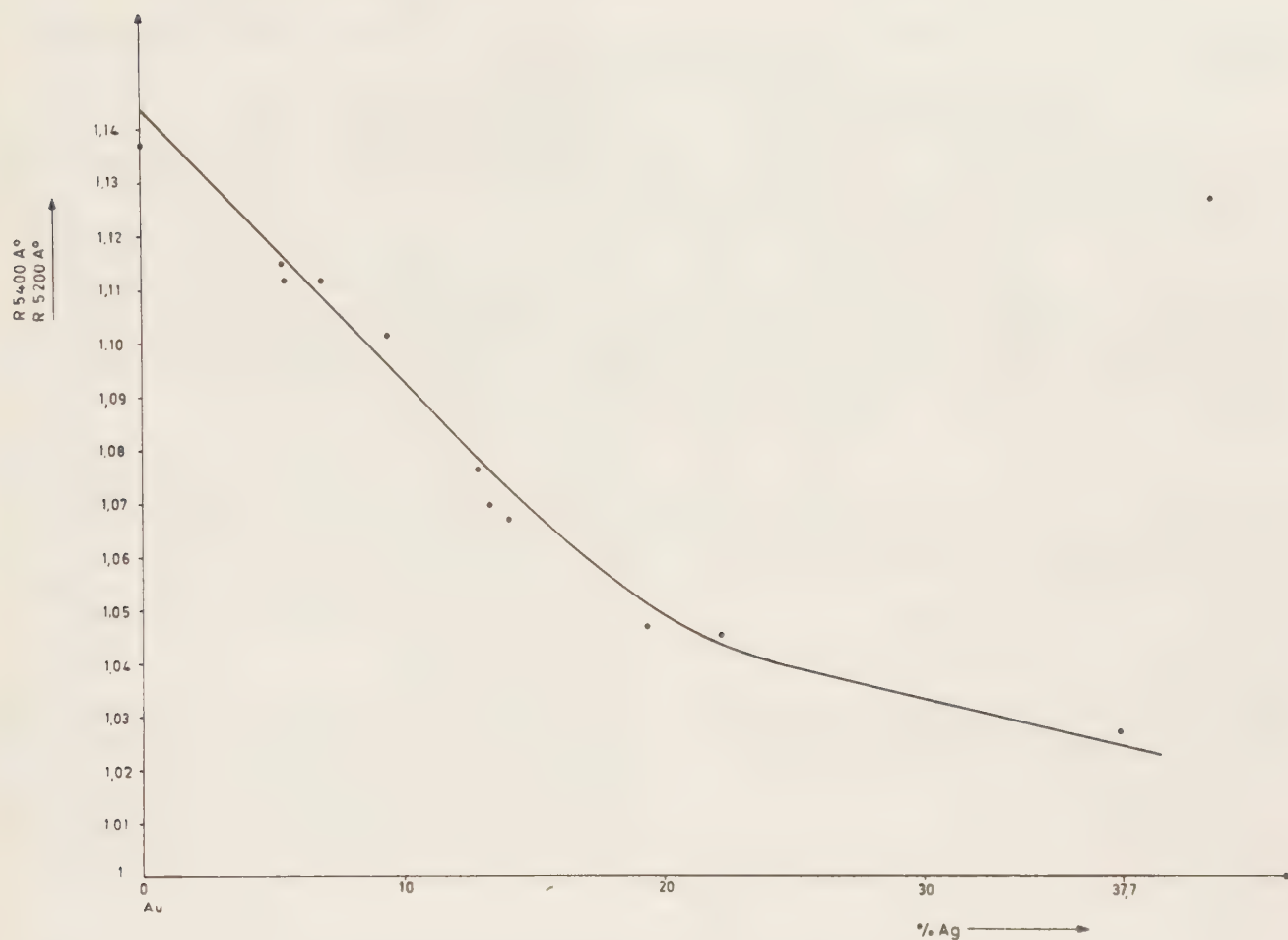


Fig. 5. — Courbe permettant le dosage rapide de l'argent dans les alliages d'or.

Ainsi nous avons construit la courbe (fig. 5) ayant en abscisse la concentration en argent des alliages et en ordonnée le rapport $\frac{R\ 5400\ \text{\AA}}{R\ 5200\ \text{\AA}}$ correspondant à chacune des concentrations.

La courbe obtenue permet des dosages rapides de l'argent de 0 à 25 % avec une erreur moyenne de 2 % environ. Les valeurs données dans le tableau I sont les moyennes de cinq mesures réalisées sur chaque échantillon étudié.

3. — Dureté

La dureté réelle des minéraux est une constante physique très complexe et très peu étudiée.

— On connaît l'échelle de Mohs qui permet d'ordonner les minéraux en dix classes.

— Au microscope par réflexion, on peut aussi évaluer la largeur de la trace laissée par une pointe d'acier ou de laiton sur deux minéraux en contact.

On évalue ainsi la dureté relative de l'un par rapport à l'autre.

Il est également possible d'apprécier la dureté au polissage en sachant qu'un minéral dur sera en relief par rapport à un minéral tendre.

Toutes ces méthodes sont imprécises et les métallurgistes leur ont substitué depuis longtemps et avec succès, pour les métaux et alliages, des procédés de mesure plus rigoureux : duretés Knoop, Brinell, Vickers.

a) Principe de la mesure de dureté Vickers

La pénétration d'une pointe de diamant pyramidale (angle au sommet 136°) laisse l'empreinte d'un carré

d'autant plus grand que la pénétration a été profonde, selon l'expression :

$$H = \frac{1854,4 \times P}{d^2}$$

H = dureté en kg/mm²

P = charge en grammes

d = longueur de la moyenne des diagonales en microns.

Ayant choisi la charge P (entre 15 g et 500 g) appliquée à la pointe de diamant, on en commande la chute. La mesure de chacune des diagonales de l'empreintes est possible grâce à un oculaire micrométrique.

b) Application

Dosage semi-quantitatif de l'argent par mesure de la dureté sur l'alliage.

Une série d'échantillons d'alliages à teneur en argent variable ont fait l'objet de mesures de microdureté.

Nous avons cherché, pour ces alliages, les conditions optimales pour obtenir des empreintes :

- non déformées,
- reproductibles,
- suffisamment grandes.

Pour une telle réalisation, deux conditions interviennent :

- charges appliquées,
- temps de chute du diamant.

Charges : Jusqu'à 25 g, les empreintes ne sont pas déformées, quel que soit le temps de chute.

La figure 6 montre, en outre, les variations obtenues dans la mesure de la dureté d'un échantillon (alliage Au + 5,5 % Ag) pour les différentes charges de 15 à 500 g. On constate que la dureté est la même pour des charges de 25 g et de 500 g, tandis qu'elle est légèrement variable pour les autres charges.

Temps de chute :

Pour un temps de chute de 20 s et une charge de 25 g, les empreintes sont petites (environ 25 μ) mais la valeur des écarts à mesurer est de l'ordre de grandeur des erreurs sur la mesure.

Par contre, pour un temps de chute de 5 s et une charge de 25 g, les empreintes sont grandes, les erreurs de lecture deviennent négligeables et cette condition est optimale.

Les chiffres portés dans le tableau V représentent la moyenne des mesures effectuées sur trois empreintes par échantillon.

La courbe de la figure 7 montre que la dureté des alliages Au + Ag augmente régulièrement avec la

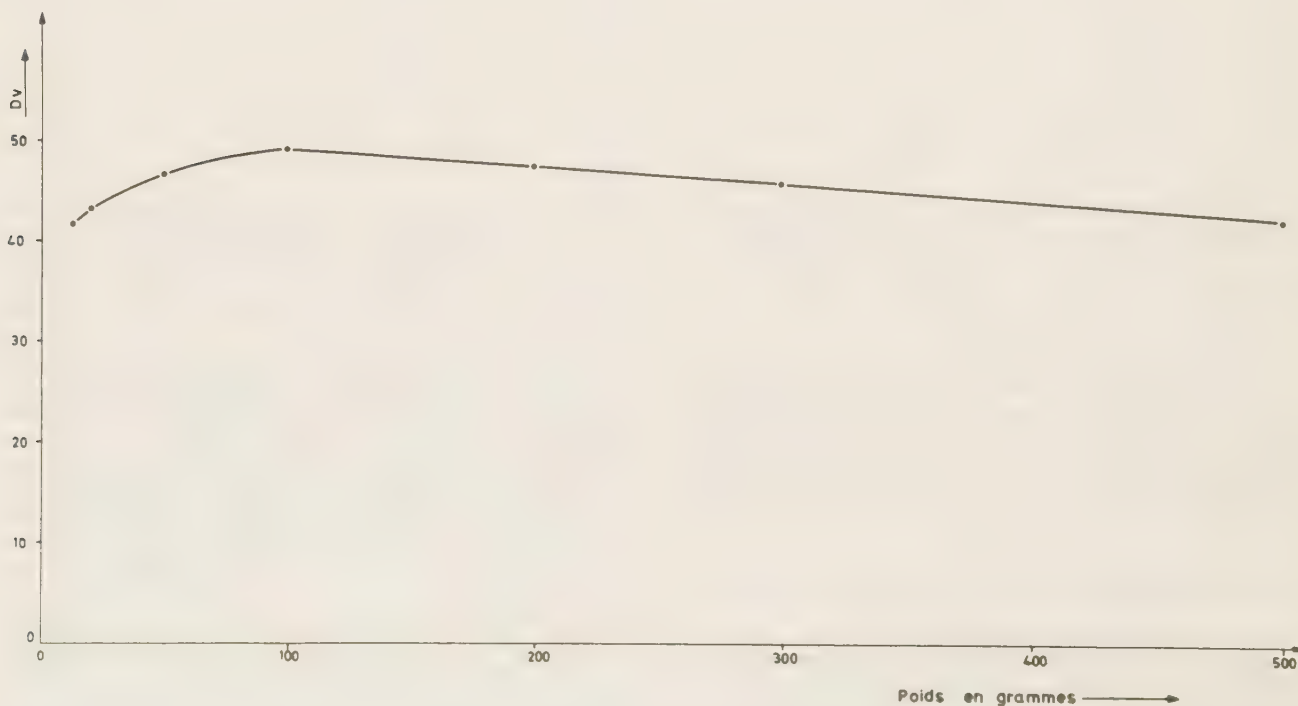


Fig. 6. — Variations de la dureté d'un alliage Au + 5,5 % Ag pour les différentes charges de 15 g à 500 g.

TABLEAU V
Dosage d'Ag par mesure de la dureté.

% Ag dosé d'après la microsonde	Dureté Vickers en kg/mm ²		Dureté moyenne	% Ag dosé d'après la dureté	Erreur absolue
	Verticale	Horizontale			
0	40,6 – 38,3 – 38,3	40,8 – 39,2 – 39,4	39,3	1,5	+ 1,5 %
5,3	41,6 – 44,7 – 42,1	42,3 – 43,4 – 42,6	43,1	5,3	0 %
5,5	40,8 – 40,6 – 41,3	43,1 – 43,1 – 42,6	41,9	4,7	– 0,8 %
9,5	47,1 – 48,2 – 46,3	45,0 – 48,1 – 46,2	46,7	9,7	+ 0,2 %
9,6	48,2 – 49,8 – 46,7	47,3 – 46,7 – 47,0	47,6	10,6	+ 1 %
14	53,6 – 51,5 – 49,8	54,0 – 54,2 – 49,2	51,5	15,0	+ 1 %
22,1	46,4 – 57,8 – 55,8	57,0 – 56,7 – 60,0	57,4	21,5	– 0,6 %
34	68,6 – 71,3 – 71,3	67,0 – 68,1 – 65,5	68,6	33,2	– 0,8 %
37,7	71,3 – 68,6 – 67,5	74,2 – 81,5 – 78,5	73,5	38,4	+ 0,7 %

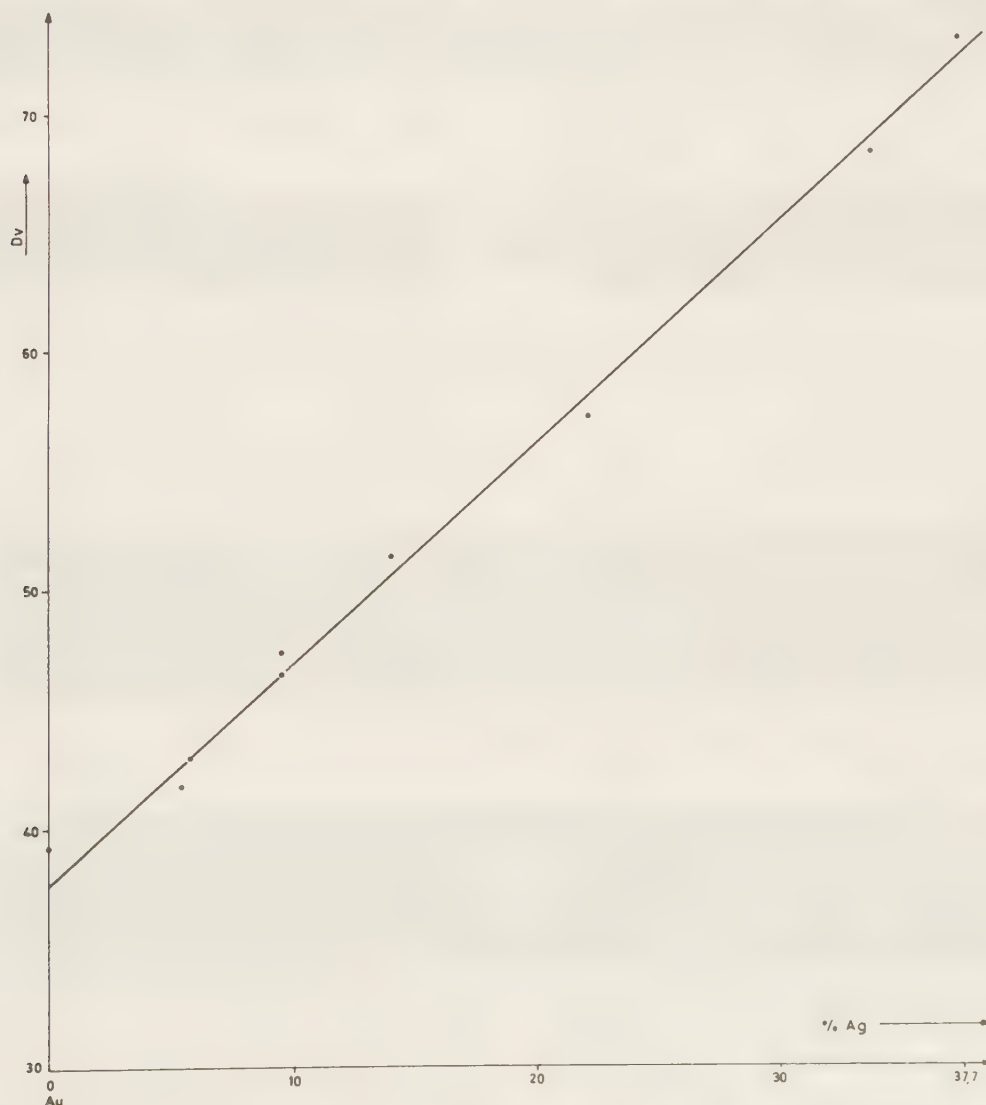


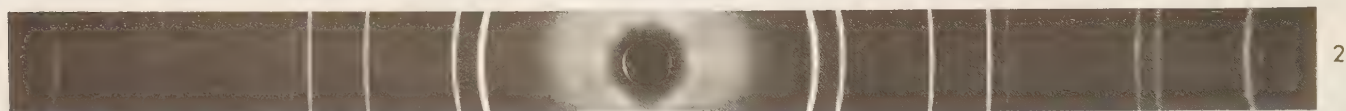
FIG. 7. — Courbe permettant une évaluation rapide de l'argent dans les alliages d'or.

FIG. 8. — DIAGRAMME DES RAYONS X D'OR PUR ET DE SES ALLIAGES.

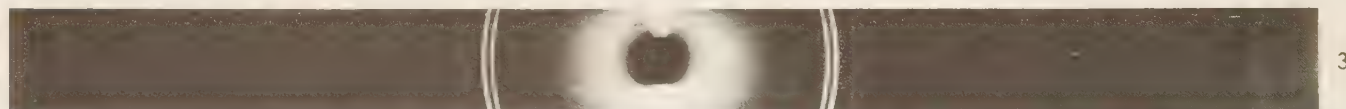
a) Méthode Debye-Scherrer.



1. — Premier cliché : or pur.



2. — Deuxième cliché : on constate que la distance interréticulaire d'un alliage de Au + 30 % Ag est identique à celle de l'or pur.

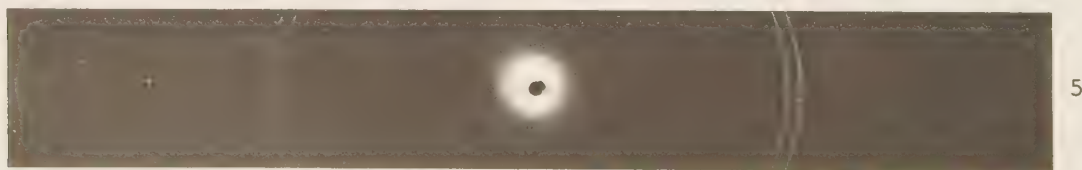


3. — Il s'agit de deux clichés : l'un correspond à l'or et l'autre à l'alliage Au + 27,7 % Cu. On constate que les distances interréticulaires d'alliage Au + 27,7 % Cu sont plus petites que dans le cas de l'or pur.

b) Méthode Sieman-Bohling.



4. — Quatrième cliché : distances interréticulaires d'un alliage Au + 30 % Ag (on constate l'absence de dédoublement des raies).



5. — Cinquième cliché : distances interréticulaires de l'or et d'un alliage Au + 27,7 % Cu (on constate l'absence de dédoublement des raies).

concentration en argent. Cette courbe permet aussi une évaluation rapide de l'argent dans des alliages et les erreurs dues à l'interpolation sont de l'ordre de 2 % en argent.

4. — Anisotropie de l'or et des alliages

Au + Ag, Au + Cu

On sait que l'or et ses alliages cristallisent dans le système cubique à faces centrées et par conséquent ils doivent être optiquement isotropes. Cependant, en examinant les sections polies de ces minéraux au microscope à réflexion, on aperçoit fréquemment une certaine anisotropie.

La même anisotropie s'observe lorsque l'or et ses alliages sont suffisamment minces et vont devenir transparents dans le visible.

a) Cause de l'anisotropie

Cette anisotropie peut avoir différentes causes.

1) Transformation du réseau (surstructure)

Elle est liée aux remplacements ordonnés des atomes d'or par des atomes de cuivre et d'argent.

En métallurgie, on connaît, [HIROSHI SATO et TOTH R.S., 1968], une surstructure de l'or réalisée par remplacements ordonnés des atomes d'or par ceux de cuivre. Dans ce cas, le système cubique à faces centrées devient quadratique, ce qui se marque dans les clichés des rayons X par un dédoublement des raies.

Par contre, le remplacement ordonné des atomes d'or par des atomes d'argent est plus difficile à réaliser, du fait que les écarts entre remplacements ordonnés et remplacements désordonnés sont très faibles.

2) Défauts de croissance

Pendant la croissance des cristaux, les dislocations et les défauts peuvent provoquer une certaine anisotropie.

3) Transformation mécanique

— Phénomènes tectoniques naturels

C'est le cas où les cristaux ont subi des efforts dynamiques. Les glissements et les déformations des plans rectangulaires provoquent une anisotropie des cristaux d'or.

— Phénomènes dynamiques artificiels

Les forces exercées pendant la réalisation des sections polies et des lames minces d'or et d'alliages entraînent une certaine anisotropie. Cette anisotropie peut être assez importante.

b) Etude radiocristallographique

En utilisant les rayons X (méthode Debye-Scherrer et méthode Sieman-Bohling avec double monochromateur) nous avons essayé de savoir si une déformation du réseau (surstructure) de l'or naturel est liée aux remplacements des atomes d'or par des atomes d'argent et de cuivre.

1) Or pur et alliage Au + 30 % Ag naturel

Comme le montrent les clichés 1, 2 et 4 (fig. 8), il n'existe pas de dédoublement des raies; les distances interréticulaires de l'or pur et de l'alliage sont presque identiques (tableau VI). L'absence de dédoublement des raies montre que l'anisotropie observée dans cet alliage n'est pas liée à la déformation du réseau (surstructure).

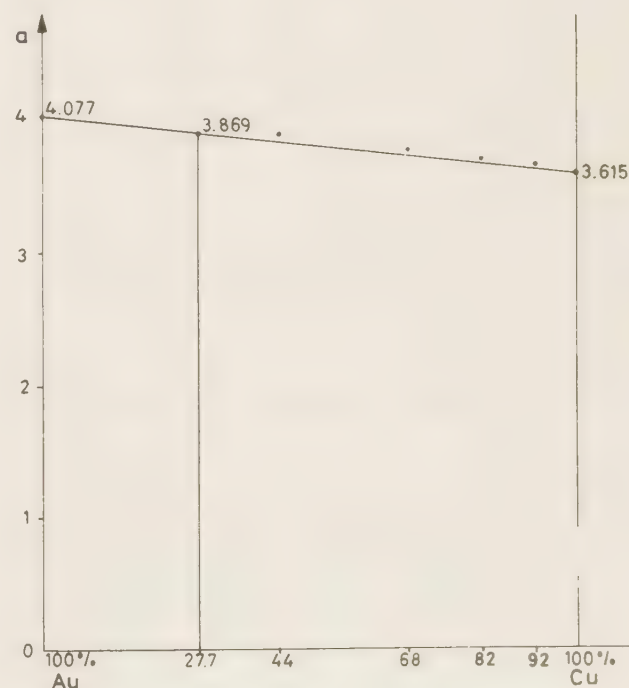


Fig. 9. — Courbe indiquant le changement interréticulaire que nous avons obtenu sur l'alliage naturel Au + 27,7% Cu.

2) Alliage Au + 27,7 % Cu naturel

Comme le montrent les clichés 3 et 5 (fig. 8), il n'existe pas ici encore de dédoublement des raies et le réseau reste cubique à face centrée. Les couples de raies qui apparaissent sur ces clichés sont dus à la présence simultanée dans le même échantillon, en dimension trop faible pour être séparés au moment du prélèvement, de l'alliage Au + Cu et d'or pur.

Cependant, on constate, pour cet alliage, une diminution nette des paramètres cristallographiques par rapport aux paramètres de l'or pur et de l'alliage Au + 30 % Ag (tableau VI).

La variation des distances interréticulaires des alliages artificiels Au + Cu réalisés à haute température a été étudiée par VÉGARD. La loi de Végard

indique que dans les solutions solides, les dimensions réticulaires varient linéairement avec la concentration du corps dissous. Des mesures précises [VÉGARD et KLOSTER, 1934] ont cependant montré que cette relation linéaire n'est vraie qu'en première approximation pour l'ensemble du domaine des solutions solides.

Le changement de distance interréticulaire que nous avons obtenu sur l'alliage naturel Au + 27,7 % Cu, formé à basse température, se trouve en accord avec la loi de Végard (fig. 9 et tableau VI).

En conclusion, nous n'avons pas pu trouver d'explication structurale à l'anisotropie optique constatée. Nous pensons donc que cette anisotropie est due à une cause mécanique liée à la préparation des sections polies et des lames minces.

TABLEAU VI
Variations des distances interréticulaires d et des paramètres a de l'or pur et des alliages Au + 30 % Ag et Au + 27,7 % Cu.

Or pur d'après Swanson et Tatge				Alliage Au + 30 % Ag			Alliage Au + 27,7 % Cu		
d mesuré	I/I_1 mesuré	hkl calculé	a calculé	d mesuré	hkl calculé	a calculé	d mesuré	hkl calculé	a calculé
2 355	100	111	4 078	2 353	111	4 075	2 230	111	3 869
2 039	52	200	4 078	2 030	200	4 060	1 941	200	3 882
1 442	32	220	4 077	1 438	220	4 067	1 364	220	3 867
1 230	36	311	4 079	1 227	311	4 069	1 164	311	3 861
1 177	12	222	4 077	1 176	222	4 073	1 117	222	3 870

5. — La transparence dans le visible de l'or et des sulfures

a) Méthodes de confection de lames ultra minces

En métallurgie, on fabrique, par évaporation de l'or dans le vide, des couches très minces d'or transparentes dans le visible. On peut aussi faire des couches très minces d'or par laminage. Nous sommes arrivés au même résultat en utilisant les trois méthodes suivantes :

1) Première méthode

On place une solution très diluée de $AuCl_3$ sur une lame porte-objet et on la chauffe progressivement à

200° C. Autour de 200° C., $AuCl_3$ se décompose suivant la réaction $AuCl_3 \rightarrow AuCl + Cl_2 \rightarrow Au$. Cette décomposition donne sur le verre une couche d'or très mince, transparente dans le visible.

2) Deuxième méthode

Sur une lame porte-objet, on fait réduire une solution de $AuCl_3$ par $FeSO_4$ à la température ordinaire. Dans ce cas, certains cristaux d'or se présentent en couches très minces et transparentes dans le visible. Pendant cette réduction, si on ajoute $CuSO_4$, il se forme un alliage Au + Cu. Les analyses à la microsonde ont montré que ces alliages contiennent jusqu'à 6 % Cu.

3) Troisième méthode

Cette méthode que nous avons créée est applicable aussi bien à l'or qu'aux minéraux considérés actuellement comme opaques.

Quand un faisceau monochromatique d'intensité I traverse une lame (d'un métal ou d'un minéral) d'épaisseur x , l'intensité I_0 à la sortie de la lame est donnée par la formule :

$$I_0 = Ie^{-\mu x}$$

μ = coefficient d'absorption

D'après cette formule, si l'épaisseur x diminue, I_0 augmente.

Pour que l'or et les minéraux opaques deviennent transparents, il est nécessaire que leur épaisseur x soit inférieure à 1μ ou $10\,000 \text{ \AA}$. Autrement dit, leur épaisseur doit se trouver dans le domaine des longueurs d'onde de la lumière utilisée ($4\,000$ à $7\,000 \text{ \AA}$).

La troisième méthode consiste à préparer des lames ultra minces par voie mécanique. Le matériau de départ est une lame de 30μ environ, obtenue par les méthodes d'abrasion classiques.

Premier mode opératoire

On diminue l'épaisseur en deux étapes successives :

1. - première étape : On mélange de la poudre de diamant à une granulométrie de 15μ avec de la colle. On prélève une petite boule de 1 cm de diamètre de ce mélange avec une tige de verre. Dès que la colle devient semi-solide, on frotte cette boule sur la surface de la lame mince du minéral; les diamants

réduisent l'épaisseur de celle-ci de 30μ à 15μ environ.

2. - deuxième étape : On refait la même opération en utilisant cette fois-ci de la poudre de diamant de $0,5 \mu$ de diamètre; on peut ainsi obtenir une épaisseur inférieure à 1μ .

Deuxième mode opératoire

1. - première étape : Sur une lame porte-objet, on étale sur une épaisseur de 5 mm un mélange de colle et de poudre de diamant ($\varnothing 15 \mu$). On place au-dessus de la pâte une feuille de papier glacé (photographique) et on la presse légèrement avec une lame de verre jusqu'à ce que sa surface supérieure devienne plane. On laisse 24 h , on décolle le papier glacé et on obtient ainsi une pastille très plastique ayant une surface plane. Cette pastille sert de disque abrasif; on la monte sur un disque tournant à 30 tours/minute , à axe vertical; sur ce disque, repose par un moyen approprié la lame mince du minéral à étudier. Après un temps plus ou moins long, on obtient une lame de 15μ d'épaisseur.

2. - deuxième étape : On réalise des pastilles plastiques avec de la poudre de diamant de $0,5 \mu$ de diamètre.

En faisant la même opération que précédemment, l'épaisseur des minéraux arrive à être inférieure à 1μ .

TABLEAU VII

Propriétés optiques de l'or pur et des sulfures en lumière transmise.

Minéraux	Couleur en lumière non polarisée	Couleur en lumière polarisée	Signe optique
Pyrite.	blanc à jaunâtre	isotrope	uniaxe +
Chalcopryrite. . .	brunâtre-verdâtre	verdâtre à bleuâtre	
Pyrrhotite.	jaune-orangé	rouge-orangé	
Galène.	brun à verdâtre	isotrope	
Or.	bleuâtre à verdâtre	isotrope	biaxe —
Boulangérite. . .	brun à brunâtre	rouge-orangé jaunâtre	
Molybdénite. . .	jaune-orangé	rouge vif	
Stannine.	brun-orangé	brun-orangé	
Chalcosine. . . .	rouge à jaunâtre	rouge-brunâtre	uniaxe +
Covelline.	rouge-orangé	rouge-brunâtre	
Tétradymite. . .	jaune-orangé	rouge jaune-orangé	
Marcasite.	blanc à bleuâtre	blanc, rose, bleuté	
Mispickel.	blanc-bleuâtre	bleu-verdâtre à jaunâtre	biaxe —
Lorandite.	rouge-jaunâtre	rouge-brunâtre	
Raguinite.	jaune-orangé	jaune-orangé vif	
Hessite.	brun-jaunâtre	brun-orangé	
Sylvanite.	brun à brunâtre	brunâtre jaunâtre	uniaxe —
Calcite.		grise du 1 ^{er} ordre	
Graphite.	brunâtre	grise du 1 ^{er} ordre	

Dans ce deuxième cas, le disque doit tourner à 10 tours/minute. On peut alors étudier les propriétés optiques des métaux et des minéraux devenus transparents au microscope polarisant par transmission.

Troisième mode d'opération

Comme dans le cas précédent, on réalise des pastilles plastiques. Ensuite, on colle ces pastilles sur un cylindre que l'on fait rouler avec un mouvement de va-et-vient sur la surface fixe de la lame.

Ce troisième mode d'opération donne aussi de bons résultats pour les minéraux tendres et très fragiles comme, par exemple, le graphite.

b) Application

Les lames ultra minces obtenues ont permis de déterminer les propriétés optiques de minéraux opa-

ques; elles sont indiquées dans le tableau VII et dans les planches I à III, h.-t.

En particulier, pour l'or et ses alliages, les propriétés optiques sont comparables. En transmission et en lumière non polarisée, la couleur dépend de l'épaisseur de la lame; elle est vert-bleuté quand la lame est épaisse, elle passe ensuite au violet et devient rose-blanchâtre pour l'épaisseur minimum obtenue.

Si l'on traite par ce procédé les minéraux transparents en lame mince classique, il apparaît des phénomènes nouveaux. Ainsi, la calcite, très biréfringente, prend en lame ultra mince une teinte grise du premier ordre et l'on voit apparaître les macles d'une façon particulièrement nette.

Les résultats indiqués ci-dessus ne représentent qu'une partie des possibilités offertes par la méthode des lames ultra minces, possibilités qui seront développées dans des travaux ultérieurs.

CHAPITRE II

Etude cristallographique de l'or et de la pyrite associés

HISTORIQUE

Dans ce chapitre, nous traitons le problème de la croissance de l'or et de la pyrite.

Comme on le sait, les éléments de symétrie et les opérations qui les accompagnent (théorie des groupes) sont bien étudiés par les cristallographes pour les monocristaux.

Dans les échantillons naturels ou artificiels, nous, avons découvert que les éléments de symétrie et les opérations associées s'appliquent aussi entre des cristallites et, dans les cas extrêmes, entre des groupes de cristallites.

Ainsi, nous présentons une nouvelle croissance cristalline inconnue jusqu'à cette date en cristallographie.

Du point de vue morphologique, DANAS [1955], A. LACROIX [1913], BONSTEDT, KUPLETZKAIA et TCHUKROV [1960] signalent que les formes les plus fréquentes des monocristaux d'or sont : le cube, le cube-octaèdre, le dodécaèdre, le trapèzoèdre et les dendrites. L.V. FIRSON [1963] a montré, en outre, des monocristaux d'or de forme pentagono-dodécaédrique. Nous avons réalisé expérimentalement une forme en étoile non encore signalée.

RÉSULTATS OBTENUS

1. — Les dislocations et la croissance cristalline

a) Cristaux artificiels

Si l'on dépose une solution de AuCl_3 sur des surfaces polies de sulfures (pyrite, chalcoppyrite, mispickel, pyrrhotine) oxydée par H_2O_2 (2 N), il se produit une cristallisation d'or en présence de Fe SO_4 . Ainsi, on peut former des pépites d'or de grande dimension par remplacement complet des sulfures.

On constate que les cristaux d'or obtenus présentent soit les mêmes formes que les cristaux naturels, soit des formes hexagonales, en étoiles et sphériques (Pl. IV, h.-t.).

On constate que les cristaux d'or obtenus présentent soit les mêmes formes que les cristaux naturels, soit des formes hexagonales, en étoiles et sphériques (Pl. IV, h.-t.).

Les formes hexagonales et en étoiles sont dues aux macles par mériédrie réticulaire de l'or : la forme hexagonale se réalise par l'association de six faces octaédriques tournées de 60° l'une par rapport à l'autre, toutes restant perpendiculaires aux axes A_3 . Sur chaque face de la forme hexagonale primitive, on voit parfois se développer de nouvelles faces carrées ou octaédriques formant, dans ce dernier cas, des étoiles. Ailleurs, la surface d'accolement des faces octaédriques est parfois déplacée par des dislocations en vis et on observe alors des spirales de croissance (Pl. IV, h.-t., photos 1 et 2).

Pour la forme hexagonale, on constate que l'axe A_3 situé au centre de l'hexagone est commun à six faces octaédriques. Chacun des autres axes A_3 (situés au sommet de l'hexagone) est commun à deux faces octaédriques. En outre, chacun des axes A_2 est aussi commun à deux faces.

Pour la forme en étoile : l'axe A_3 du centre de l'hexagone reste commun à six faces. Pour les axes A_2 , trois axes sont communs à quatre faces, tandis que les autres axes A_2 sont communs à deux faces. Ainsi, les formes hexagonales et en étoile obtenues sont directement liées aux opérations de symétrie des axes A_2 et A_3 des faces octaédriques correspondant au système cubique en face centrée.

Pour la forme sphérique : elle est formée par un grand nombre de cristallites respectant les éléments de symétrie (Pl. X et XI h.-t.).

b) Cristaux naturels

Les formes des cristaux d'or les plus courantes sont : les cubes, cubes-octaèdres, octaèdres, octaèdres avec troncatures sur les sommets et dendrites présentant des faces losangiques orientées.

On constate parfois une croissance en escalier (Pl. XXII h.-t.).

Ailleurs, les dislocations ont provoqué de nombreux glissements.

En France, dans la région de Château-Gontier (Massif Armoricain), des cristaux d'or et de pyrite se trouvent associés à des alluvions très argileuses. Dans ce cas, l'or et la pyrite se présentent sous forme sphérique, semblable à celle des cristaux artificiels.

En Guyane (région de Dorlin), les cristaux d'or localisés dans des latérites aussi très argileuses se présentent avec la même forme sphérique. Nous avons étudié cette croissance cristalline particulière de l'or et de la pyrite par réflexion et aux rayons X.

1) Etude par microscopie de réflexion

Dans le cas de l'or, la planche V montre que les formes sphériques de l'or sont réunies soit régulièrement en formant un ensemble allongé ou sphérique, soit irrégulièrement. Cette étude a montré que chaque forme sphérique individuelle d'or est constituée d'un grand nombre de cristallites (taille 1μ) orientées localement suivant les éléments de symétrie du système cubique à face centrée. Ce mode de croissance paraît plus net dans le cas de la pyrite où la taille des cristallites est de l'ordre de 3μ .

La planche VI présente la coupe perpendiculaire à A_3 : les cristallites de la pyrite sont orientées suivant les axes A_2 .

Dans une coupe passant par la diagonale du cube, on constate que les cristallites sont orientées suivant les deux axes A_3 , faisant entre eux un angle mesuré de 109° , et aussi suivant les axes A_4 et A_2 .

La planche VII montre une image de forme pentagonale. Enfin, la planche VIII montre une coupe oblique par rapport à A_4 : les cristallites suivent aussi les éléments de symétrie.

Ainsi, ces figures montrent que les cristallites sont orientées en respectant les éléments de symétrie de l'espace cristallin.

On constate que les cristallites se réunissent de préférence suivant des axes A_2 , A_3 et A_4 .

La planche IX (photo 1) montre que les faces octaédriques présentent un axe A_2 commun.

Les planches XIX et X montrent que chaque axe A_2 d'une face d'une cristallite se combine avec deux

autres axes des cristallites voisines. Dans ce cas, il se forme une image hexagonale non compacte. D'autre part, dans ces figures, on constate une différence entre l'orientation des axes des cristallites. Pour des cristallites voisines, cette différence est de l'ordre de 5 degrés, tandis que pour les cristallites éloignées, elle augmente localement jusqu'à 20 degrés.

La planche IX (photo 2) montre que les cristallites de pyrite orientées autour d'un axe A_4 présentent une croissance en vis caractérisée par des spirales. Pour cette croissance particulière, on constate que la spirale même est construite par un ensemble de cristallites caractérisées par des pas successifs et continus depuis le commencement de la spirale jusqu'à son sommet. La différence d'orientation entre deux cristallites voisines apparaît être la même tout le long de la spirale. Autrement dit, suivant l'axe A_4 , la distance entre la base de la spirale et son sommet est proportionnelle au pas d'un couple de cristallites. Ainsi, dans un espace cristallin, la dislocation en vis caractérisée par des spirales est liée à l'orientation des cristallites qui restent parallèles au vecteur de Burgers.

Les éléments de symétrie ne se manifestent pas seulement entre des cristallites mais aussi entre des groupes sphériques de cristallites. Dans ce cas, la planche XI montre la forme cube-octaèdre constituée par des ensembles sphériques, la planche XII présente la forme octaédrique avec des troncatures, enfin la planche XIII, le cube.

2) Etude aux rayons X

La méthode de Laue, appliquée sur dix échantillons de pyrite présentant cette croissance particulière, n'a pas donné une diffraction significative. Cependant, dans les mêmes conditions d'expérimentation, un monocristal de pyrite utilisé comme étalon (taille de 40μ comme les échantillons étudiés) a donné une diffraction classique.

La méthode du cristal tournant, appliquée sur les mêmes échantillons, a donné des clichés caractérisés par des anneaux. Dans ce cas, les résultats obtenus montrent que dans ces groupements de cristallites, toutes les directions possibles existent, bien que les éléments de symétrie soient respectés.

En outre, pour un échantillon, la méthode de Laue a donné un cliché mixte caractérisé d'une part par des taches liées aux plans, d'autre part par des anneaux (planche XIV). Dans ce cas, il apparaît qu'un certain nombre de cristallites présentent le même degré de liberté en réalisant quelques plans (comme dans le cas des monocristaux), tandis que le reste des cristallites présentent des degrés de liberté différents les uns par rapport aux autres en respectant les éléments de symétrie d'ensemble.

Les méthodes classiques de rayons X sont utilisées, comme on le sait, pour étudier les monocristaux (constitués chacun d'un nombre de cristallites caractérisées par le même degré de liberté) ayant des plans interréticulaires.

Dans ce cas, par l'intermédiaire de ces plans, la diffraction des rayons X suit l'équation de Bragg $n\lambda = 2d \sin \theta$ et on peut ainsi déterminer les éléments de symétrie des monocristaux.

Pour la croissance cristalline que nous venons d'étudier, les cristallites, bien qu'elles respectent les éléments de symétrie, ne présentent pas le même degré de liberté.

Par conséquent, l'ensemble des cristallites ne forme que très rarement des plans et la détermination, dans ce cas, des éléments de symétrie par la diffraction des rayons X n'est pas possible.

2. — Conclusion

D'après la théorie dynamique des cristaux, on suppose qu'un monocristal est construit par un grand nombre de cristallites et que ces cristallites présentent la même orientation vis-à-vis des éléments de symétrie. Autrement dit, ces cristallites se caractérisent dans l'espace du monocristal par le même degré de liberté. Ceci entraîne une périodicité du réseau direct

dans l'espace cristallin, une variation régulière du vecteur q de la propagation d'onde (condition cyclique de Bohr) et une diffraction régulière des rayons X sur les plans interréticulaires.

La croissance cristalline que nous venons d'étudier est différente de celle des monocristaux. Ici, les cristallites ont entre elles une orientation différente et par conséquent ne présentent pas le même degré de liberté.

On constate que les éléments de symétrie se répètent dans l'espace tout en restant inaltérés. Ils apparaissent d'abord dans chaque cristallite (monocristal); ensuite, ces éléments de symétrie se trouvent entre les cristallites elles-mêmes; enfin, ils se répètent entre groupes de cristallites. Ainsi, les opérations des éléments de symétrie se répètent depuis l'échelle du monocristal jusqu'à celle des groupes de monocristaux.

Il s'agit d'un nouveau mode de croissance inconnu en cristallographie et en minéralogie.

Ainsi, les éléments de symétrie dans leur ensemble sont indépendants de la dimension de l'espace et de la nature des particules (atomes, cristallites, groupes de cristallites) par l'intermédiaire desquelles les éléments de symétrie se manifestent.

Ces constatations permettent de supposer que les « éléments de symétrie » peuvent exister dans la structure interne des atomes eux-mêmes.

CHAPITRE III

Etude de l'or exogène

HISTORIQUE

LAHNEV [1909] a été l'un des premiers à indiquer que le chlorure d'or était plus stable que le sulfate, le nitrate, ou le phosphate. A partir de ces observations de laboratoire, cet auteur supposait que la migration de l'or dans les conditions naturelles se faisait probablement sous forme de chlorure.

EMMONS [1937] a supposé que l'or primaire, attaqué par le chlore naissant libéré des minéraux des roches par l'action des acides en présence de bioxyde de manganèse, forme des solutions ioniques à partir desquelles l'or exogène cristallisait.

CHUKHROV F.V. [1947] a supposé que dans la zone d'oxydation, l'or est transporté sous la forme de combinaisons de bromures et d'iodures. Or, on sait maintenant que le chlore, le brome et l'iode sont très rares dans les minéraux des roches et que ce processus n'est guère possible qu'en laboratoire.

BOYDELL H. [1924] a supposé que l'or primaire forme des solutions colloïdales mais, là encore, cette hypothèse était basée sur des observations de laboratoire.

Notre premier travail [G. MACHAIRAS, 1963] a permis de montrer l'existence d'or exogène caractérisé par des textures particulières, alors que, jusqu'à cette date, son existence même était obscure et hypothétique.

La nouvelle étude de l'or exogène que nous présentons résulte d'observations personnelles effectuées aussi bien en France qu'en d'autres pays. Nous avons étudié en premier lieu la composition chimique et les textures de l'or exogène. Puis à la suite d'observations sur le comportement naturel de l'or, nous avons été amenés à étudier en laboratoire la solubilité et la recristallisation de l'or exogène. Au sujet de la répartition de l'argent dans l'or exogène, nous avons utilisé la microsonde qui permet d'effectuer des analyses ponctuelles. Les résultats publiés jusqu'ici con-

cernent surtout les variations de la teneur globale en argent de l'or alluvial. DAN DENKO N. M. [1966], par exemple, indique pour trois échantillons d'or alluvial, des teneurs en Ag de 9 %, 1 % et 1 %.

RÉSULTATS OBTENUS

1. — Mise en évidence de différentes catégories d'or exogène (en pépites) par l'étude du mode de répartition de l'argent et du cuivre contenus

a) Localisation géologique de l'or exogène

Nous avons examiné des échantillons de France et de Guyane Française, provenant de divers gîtes (Ipoucin, Dorlin, Saint-Léon, Saint-Elie, Sophie) et aussi par comparaison, des échantillons d'Ity (en Côte-d'Ivoire), de Niogo (Gabon), de Ondou (en République Centre Africaine), de Colombie, du Colorado, de Californie, de l'Oural, d'Australie, d'Arabie, des Philippines.

Ces échantillons proviennent de gîtes de types et situations géologiques variés. En France, région de Château-Gontier (Massif Armoricaïn), l'or exogène se trouve dans les alluvions très argileuses des schistes du Briovérien. En Guyane Française, il s'agit soit de carapaces ferrugineuses au sommet des petites collines, soit de latérites sur les pentes, soit de gravier très argileux au pied des collines.

Les carapaces ferrugineuses et les latérites ont évolué sur un substratum de rhyolites, de diabases, d'amphibolites et de schistes divers. Ces roches appartiennent à la formation de Paramaca.

Les pépites provenant du gravier se trouvent surtout dans les parties argileuses et assez ferrugineuses.

La localisation géologique des échantillons de Niogo (Gabon), et de Ondou (R.C.A.) est identique. Le tableau IX indique la localisation géologique des autres échantillons étudiés.

b) Mode d'étude des échantillons

L'examen des échantillons a été fait au microscope à réflexion. Les surfaces polies des pépites ont été attaquées par l'eau régale ($\text{HNO}_3 + 3 \text{HCl}$) pendant une minute. Les figures de corrosion formées mettent en évidence la structure. On s'aperçoit que les cristaux présentent une sensibilité variable au réactif d'attaque et que l'or pur, par exemple, est moins attaquant que l'or argentifère. On peut ainsi mettre en évidence l'existence, dans certains gisements, de trois générations d'or successives.

La microsonde électronique a permis d'étudier en détail le mode de répartition de l'argent et du cuivre dans les cristaux d'or des trois générations et de déterminer les inclusions associées à chaque phase.

c) Morphologie de l'or exogène

Les mêmes formes se retrouvent dans tous les types de gisements. Les échantillons ont fréquemment une texture spongieuse avec des cavités plus ou moins sphériques, ovoïdes ou encore irrégulières.

Parfois, ils ont une texture compacte et se présentent en lamelles et en baguettes plus ou moins épaisses.

Les formes concrétionnées caractérisées par des cristaux sphériques d'or sont moins courantes.

On observe parfois sur la surface des pépites de petits cristaux d'or idiomorphes (planche XV). Les pépites ne sont pas, en outre, roulées et il n'existe pas en surface de rayures ou d'inclusions de sulfures, comme pour les pépites purement détritiques.

d) Inclusions dans l'or exogène

Bien que les échantillons d'or exogène étudiés soient d'origine différente, ils présentent le même type d'inclusions, constituées de cristaux de quartz et d'oxydes de fer. Les cristaux de quartz sont parfois usés et arrondis comme des grains de sable; ailleurs, ils sont idiomorphes et contiennent de nombreuses particules d'or dans leur masse.

Les inclusions d'oxydes de fer sont de forme cylindrique, ou en microfilonnets.

TABEAU VIII

Localisation	Fe %	Al %	Si %
Oural (Sibérie)	11,2	0,35	0,65
Forest Hill Red Point (Californie)	9	7	35
Sorexmo Distr. Damara (Oubangui)	57	0	0
2 km S.E de Balazé (Bretagne, France)	32,3	2,7	1,46
Ipoucin (Guyane Française)	35,5	1,7	1,5

L'association fréquente de l'or exogène et des oxydes de fer est liée au fait que dans la zone d'oxydation les oxydes de fer sont très abondants et recristallisent avec l'or exogène.

L'étude des inclusions ferrugineuses à la microsonde montre que la teneur en Fe, Al, Si est en général très variable. On constate de plus que les inclusions de l'or exogène de Bretagne présentent environ les mêmes teneurs en Fe, Al, Si que les inclusions ferrugineuses de l'or exogène de Guyane française (tableau VIII). Ceci montre que dans ce cas, la recristallisation de l'or s'effectue au cours des mêmes stades d'altération.

e) Texture de l'or exogène et répartition de l'argent et du cuivre

Nous présentons ci-dessous des observations et analyses montrant qu'il existe trois générations principales d'or exogène, chaque génération étant caractérisée par une texture et par une distribution particulière de l'argent et du cuivre. Les cristaux provenant de ces trois phases se trouvent tantôt séparés les uns des autres, tantôt associés dans la même pépite en zones grossièrement concentriques. Dans ce cas, on observe un dépôt rythmique des différentes sortes de cristaux.

Les caractéristiques des cristaux des trois générations d'or exogène sont les suivantes :

Première génération

Les cristaux de la première génération sont sphériques. Ils forment des encroûtements successifs dans les géodes d'une matrice ferrugineuse (chapitre II).

TABLEAU IX
Variation de la teneur en Ag et Cu de l'or exogène.

Analyses	Générations			Localisation des échantillons	Situation géologique
	première	deuxième	troisième		
	Ag = 0,7 2,3 16,7 Au = 97,6 96,0 82,2 <u>98,3 98,3 98,9</u>				
1				Dorlin : Guyane Française	Dans la carapace ferrugineuse
2		Ag = 5,5 Au = 93,1 <u>98,6</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Ipoucin : Guyane Française	Dans la latérite
3		Ag = 9,5 Au = 90,0 <u>99,5</u>	Ag = 1,5 Au = 98,0 <u>99,5</u>	Ipoucin : Guyane Française	Dans le gravier argileux
4			Ag = 0,9 0,5 Au = 72,6 98,1 Cu = 27,4 1,3 <u>100,9 99,9</u>	Saint-Léon : Guyane Française	Dans la latérite
5		Ag = 37,7 Au = 60,6 <u>98,3</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Saint Elie : Guyane Française	Dans la carapace ferrugineuse
6		Ag = 19,2 Au = 80,8 <u>100,0</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Sophie : Guyane Française	Dans le gravier argileux
7		Ag = 19,2 Au = 80,6 <u>99,8</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Bois-Canon : Guyane Française	Dans la carapace ferrugineuse
8		Ag = 6,9 Au = 93,1 <u>100,0</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Certitude : Guyane Française	Dans le gravier argileux
9		Ag = 22,3 Au = 76,7 <u>99,0</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Niogo : Gabon Afrique	Dans le gravier argileux
10		Ag = 5,3 Au = 93,1 <u>98,4</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Ondou : Oubangui Afrique	Dans le gravier argileux
11		Ag = 15,7 Au = 84,8 <u>100,5</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Haute-Volta Afrique	Dans la carapace ferrugineuse
12		Ag = 10,3 Au = 90,1 <u>100,4</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Haute-Volta Afrique	Dans la carapace ferrugineuse
13		Ag = 9,5 Au = 89,2 <u>98,7</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Sénégal Afrique	Dans la carapace ferrugineuse
14		Ag = 12,6 Au = 87,3 <u>99,9</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Arabie	Dans le gravier argileux

Analyses	Générations			Localisation des échantillons	Situation géologique
	première	deuxième	troisième		
15		Ag = 9,1 Au = 91,3 <u>100,4</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Cansa Colombie	Dans le gravier argi- leux ancien
16		Ag = 19,2 Au = 79,0 <u>98,2</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Zéa Colombie	Dans la carapace ferrugineuse
17			Ag < 0,5 Au = 100	Santa Clava B. Californie	Dans la carapace ferrugineuse
18		Ag = 13,2 19,4 Au = 84,1 79,8 <u>97,3 99,2</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Forest Hill Californie	Dans le gravier argi- leux ancien
19		Ag = 34,0 4,2 Au = 66,2 94,0 <u>100,2 98,2</u>	Ag < 0,5 Au = 100	San Moiguel Colorado	Dans le gravier argi- leux récent
20		Ag = 14,0 Au = 87,2 <u>101,2</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Australie	Dans la carapace ferrugineuse
21		Ag = 5,3 Au = 95,0 <u>100,3</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Australie	Dans le gravier argileux
22		Ag = 9,3 Au = 90,2 <u>99,5</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Oural	Dans la carapace ferrugineuse
22		Ag = 9,3 Au = 90,2 <u>99,5</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Oural	Dans la carapace ferrugineuse
23			Ag < 0,5 Au = 100	Sibérie	Dans le gravier
24		Ag = 37,2 Au = 62,8 <u>100,0</u>		Philippines	Dans la carapace ferrugineuse
25		Ag = 7,9 Au = 92,4 <u>100,3</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Bretagne Quemeneven Finistère France	Dans le gravier argileux
26		Ag = 13,2 Au = 86 <u>99,2</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Bretagne (à 2 km SE Balazé) France	Dans les éluvions argileuses
27		Ag = 9 Au = 90,7 <u>99,7</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Bretagne (à 3 km W.S.W. Lanoué) Morbihan France	Dans les éluvions argileuses
28		Ag = 8,9 21,7 Au = 88,0 75,4 <u>96,9 97,1</u>	Ag < 0,5 Au = 100	Bretagne (7,5 km E.SE Pont de Buis) Finistère France	Dans le gravier argileux

Comme le montre la planche XVI, la teneur en Ag est très variable d'une pellicule d'encroûtement à l'autre de la traversée A1 A2. D'autre part, les variations de la teneur en Ag se répètent avec une certaine rythmicité.

Les analyses à la microsonde ont montré que la teneur en Ag varie de 0,7 à 16,7 % maximum (tableau IX). La texture géodique et les variations brutales et répétées de la teneur en Ag laissent à penser que ces encroûtements aurifères sont le fait de solutions nourricières multiples, présentant chacune une teneur propre en Ag.

Ainsi, la première génération d'or exogène se caractérise par des teneurs en argent variables, se répétant avec une certaine rythmicité.

Deuxième génération

Cette deuxième génération est représentée par des grands cristaux. Ceux-ci forment souvent des intercroissances en lamelles parfois parallèles. Ces intercroissances sont limitées tantôt par des plans, tantôt par des surfaces courbes, probablement provoquées par l'action inhibitrice des cristaux voisins déjà formés [G. MACHAIRAS, 1963].

L'or de cette deuxième génération est toujours argentifère.

Bien que la teneur en Ag puisse varier d'un échantillon à l'autre, la distribution de ce métal à l'intérieur de chaque échantillon reste assez homogène.

Les analyses à la microsonde ont montré que la teneur en Ag varie de 5,3 % à 37,7 % (tableau IX), selon les échantillons.

Les planches XVII à XIX présentent des cristaux de cette deuxième génération d'or argentifère, ayant une teneur en Ag constante, dans les cavités desquels se sont déposés des cristaux d'or de la troisième génération non argentifère.

D'autre part, la planche XX présente des associations d'or à teneur en Ag variable au sein d'un même échantillon.

L'or à 8,9 % Ag se trouve cimenté par de l'or à 21,7 % Ag. La traversée C1 C2 montre que la teneur en Ag varie en passant de l'un à l'autre de ces deux ors et que dans l'or le plus argentifère les variations locales de teneur en Ag sont faibles et continues. Contrairement à ce qu'on a vu pour l'or de première génération, il n'y a ici aucune rythmicité dans la répartition de l'argent.

En résumé, la deuxième génération d'or exogène se caractérise par des teneurs en Ag variées mais homogènes pour un même ensemble de cristaux.

Troisième génération

Les cristaux d'or de cette génération sont idiomorphes, en forme de cube et cube-octaèdre. Ils sont

situés en groupes ou en auréoles autour des cristaux de la deuxième génération dont ils remplissent localement les interstices, ils sont alors allotriomorphes.

La teneur en Ag ne dépasse pas 1,5 % (tableau IX, pl. XVII à XIX). Par contre, comme le montre la figure 32, l'or de cette dernière génération peut contenir 27,7 % Cu (tableau IX).

En somme, la troisième génération se caractérise par des alliages d'or pauvres en argent, mais parfois assez riches en cuivre.

Le cuivre présent dans cette troisième génération peut avoir une origine différente de celle de l'or et de l'argent. L'origine du cuivre doit être recherchée soit dans des minéralisations cuprifères altérées (chalcopyrite abondante dans les filons), soit dans des roches cuprifères (amphibolites). L'or et l'argent, par contre, ont la même origine. Ces deux éléments, comme nous le verrons, sont en effet toujours associés dans la minéralisation primaire.

2. — Dissolution et recristallisation de l'or primaire pendant l'oxydo-réduction des sulfures aurifères

Dans les filons de quartz aurifère, la pyrite et le mispickel sont souvent aurifères. L'or primaire associé à la pyrite est observable sous forme de particules d'or natif visibles au microscope à réflexion. Ces particules allotriomorphes peuvent être dispersées dans les cristaux de pyrite, ou former un dépôt discontinu sur les faces extérieures des cristaux, ou encore remplir des microfissures de ceux-ci.

On peut penser que l'or se localise aussi en inclusions non visibles dans les cristaux de pyrite. L'or situé dans les sulfures est libéré dès que ceux-ci sont oxydés.

En Guyane française, dans les filons de quartz aurifère des gisements de Sophie, Saint-Elie, Saint-Léon, les cristaux de pyrite aurifère sont fréquemment oxydés, partiellement ou en totalité. Pendant cette oxydation, se forment des solutions ferrifères qui déposent des oxydes de fer.

Localement, ces solutions sont transportées à l'extérieur des cristaux oxydés de pyrite et il se produit une migration des oxydes de fer dans les fissures du quartz environnant. Ceux-ci forment dans le quartz des halos de couleurs variées (brun à jaunâtre), accompagnés d'or recristallisé qui se distingue nettement, comme nous allons le montrer, de l'or primaire.

Ailleurs, les solutions ferrifères ont subi un transport sur une plus grande distance, le quartz présente

de nombreuses cavités de forme cubique dues au lessivage et à la disparition complète des cristaux préexistants de pyrite; dans ces cavités, on trouve parfois des particules d'or libre.

3. — Solubilité et recristallisation de l'or primaire pendant l'oxydo-réduction naturelle de la pyrite aurifère

Dans les filons de quartz aurifère des gisements Saint-Elie et Sophie en Guyane, l'altération météorique a provoqué une oxydo-réduction de nombreux cristaux de pyrite aurifère.

Au microscope, on observe dans les parties très oxydées des cristaux de pyrite, de nombreuses cellules limitées par de minces cloisons d'oxydes de fer bien cristallisés. L'étude aux rayons X a montré que les oxydes de fer sont essentiellement formés de goëthite.

Ailleurs, dans le même cristal, des résidus non oxydés de pyrite se trouvent entourés par des encroûtements d'oxydes de fer.

Dans l'ensemble de ces cristaux semi-oxydés de pyrite, on peut distinguer deux types d'or libre, caractérisés par une morphologie et une teneur en argent différentes.

a) L'or primaire est allotriomorphe et se trouve en inclusions dans les résidus non oxydés de la pyrite. Il présente une couleur jaune et l'analyse à la microsonde a montré que la teneur en argent est de 10,4 % Ag.

b) L'or recristallisé, comme le montre la planche XXII, est idiomorphe et les formes les plus fréquentes sont le cube, le cube-octaèdre et l'octaèdre en escalier. Cet or, recristallisé pendant l'oxydo-réduction des cristaux de pyrite, est toujours associé à la goëthite : tantôt l'or et la goëthite ont cristallisé ensemble, tantôt l'or a cristallisé postérieurement. Dans ce deuxième cas, les cristaux idiomorphes d'or enrobent des cristaux idiomorphes de goëthite. L'or recristallisé présente une couleur orangée et l'analyse à la microsonde a montré que la teneur en argent est de 2 %.

En examinant ces groupes de cristaux semi-oxydés de pyrite, on constate que les migrations des oxydes de fer et de l'or sont simultanées et liées génétiquement à l'oxydo-réduction naturelle des cristaux de pyrite aurifère. Au cours de cette oxydo-réduction, il y a eu solubilisation de l'or primaire. Les solutions

à la fois aurifères et ferrifères tantôt se sont déplacées dans le quartz environnant en suivant les interstices entre les grains et les microfissures, tantôt sont restées presque sur place dans les cellules des parties oxydées de la pyrite. Ainsi, l'or et les oxydes de fer recristallisent aussi bien dans les fissures du quartz environnant que sur les cloisons des cellules des cristaux oxydés de pyrite.

D'autre part, les analyses spectroscopiques ont montré que les cristaux idiomorphes de goëthite contiennent 280 g/t d'argent; l'argent existant dans les solutions aurifères peut donc être fixé par les oxydes de fer, ce qui explique l'appauvrissement éventuel en argent de l'or recristallisé par rapport à l'or primaire.

Il est à noter que cet or recristallisé presque *in situ* présente de grandes analogies avec celui de la troisième génération précédemment décrite dans les pépites : même aspect idiomorphe et même teneur faible en argent. Ceci indiquerait que cette troisième génération s'est faite plus particulièrement aux dépens des sulfures aurifères primaires. La forte teneur en Cu de l'or de troisième génération confirmerait cette hypothèse.

4. — Solubilité et recristallisation de l'or primaire pendant l'oxydo-réduction expérimentale de la pyrite et du mispickel aurifères

Dans la zone d'altération météorique, l'eau chargée d'oxygène joue le rôle principal pour l'oxydo-réduction de la pyrite, du mispickel et aussi des autres sulfures aurifères. Nous avons essayé de reproduire cette oxydo-réduction des sulfures aurifères dans les conditions aussi proches que possible des conditions naturelles, en utilisant comme solution oxydante l'eau de pluie. D'autre part et pour accélérer le phénomène d'oxydo-réduction, des solutions de H_2O_2 à différentes concentrations ont été utilisées dans une autre série d'expériences.

a) Oxydo-réduction de pyrite et de mispickel aurifères par l'eau de pluie

Sur des sections polies de pyrite et mispickel aurifères, quelques gouttes d'eau de pluie ont été déposées chaque jour et pendant quatre mois. Nous avons régulièrement observé au microscope à réflexion l'évolution de l'oxydo-réduction. Cette expérience a montré que la pyrite et le mispickel aurifères s'oxydent assez rapidement.

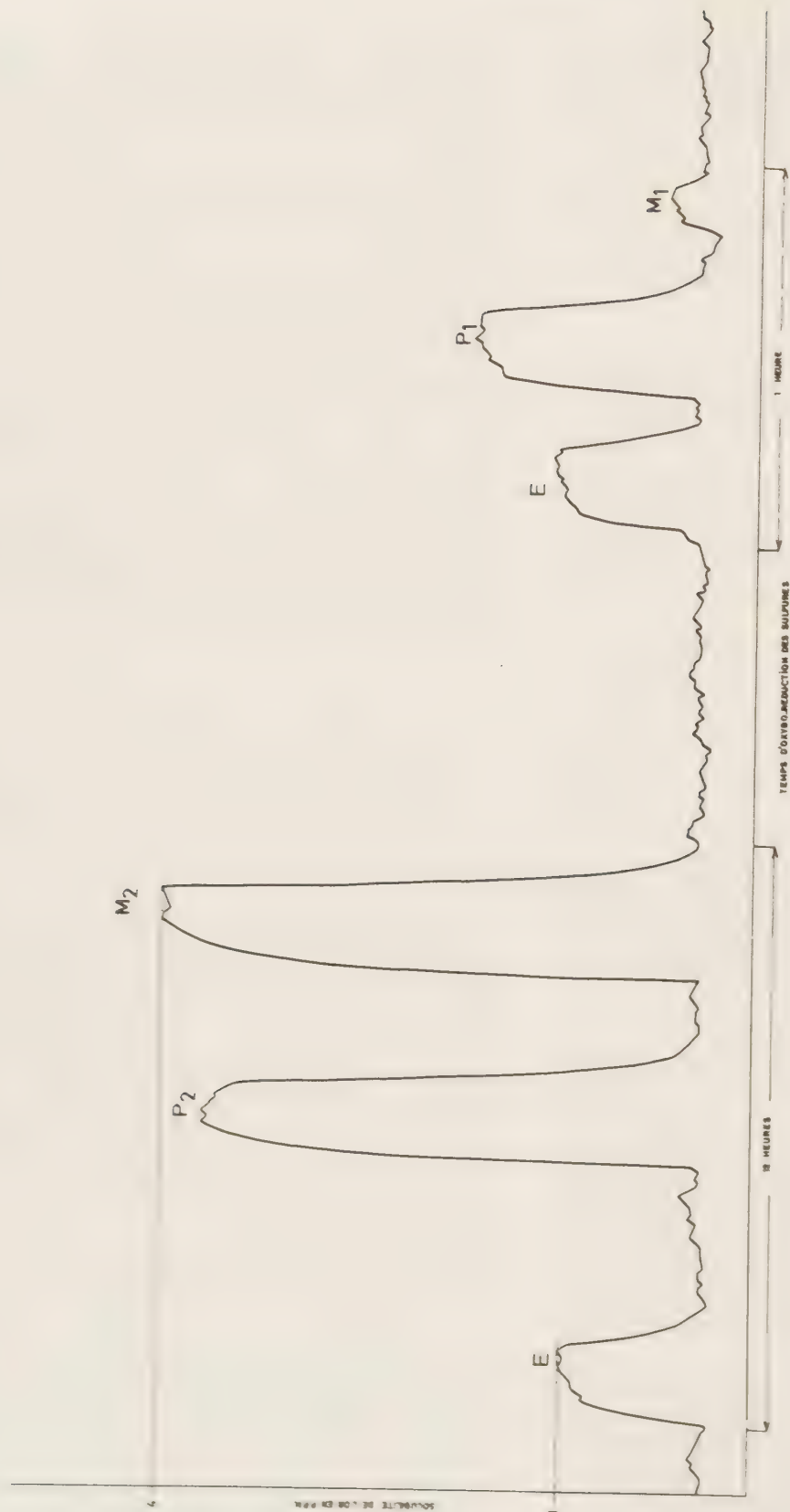


FIG. 10. — Présentation graphique de la solubilité en ppm de l'or primaire effectuée pendant l'oxydo-réduction de la pyrite et du mispickel aurifères en fonction du temps.

— 1 heure d'oxydo-réduction :

On constate que l'or existant dans le mispickel donne une solubilité de 0,2 ppm (courbe M_1), tandis que dans le cas de la pyrite elle est de 1,5 ppm (courbe P_1). La courbe E correspond à 1 ppm d'étalon utilisé comme contrôle.

— 12 heures d'oxydo-réduction :

Dans ce cas, la solubilité de l'or dans le mispickel est de 4 ppm (courbe M_2), tandis que dans la pyrite elle est de 3,5 ppm (courbe P_2). La courbe E correspond toujours à 1 ppm d'étalon utilisé comme contrôle.

Il se forme à la surface de la pyrite et du mispickel de nombreux cristaux tantôt aplatis, tantôt fibroliques. Dans le cas de la pyrite, ces cristaux néoformés sont des sulfates complexes hydratés constitués de FeSO_4 , $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$, H_2O .

Dans le cas du mispickel, ce sont les mêmes produits auxquels s'ajoutent la scorodite et parfois une faible quantité d'oxydes de fer.

Dans ces conditions, les inclusions d'or primaire existant dans la pyrite et dans le mispickel sont attaquées et l'on observe au microscope des figures de corrosion qui montrent bien leur structure en agrégat. L'or mis en solution par cette attaque, recristallise sous forme de cubes et s'associe aux minéraux néoformés.

A titre de contrôle, cette expérience a été reprise en utilisant la chambre climatique.

En travaillant dans les conditions suivantes : température 20°C , pression atmosphérique, humidité 80 % et en ajoutant des gouttes d'eau de pluie sur des surfaces polies de pyrite et mispickel, on obtient les mêmes résultats que précédemment mais dans un temps plus court (un mois, environ).

b) Oxydo-réduction de pyrite et de mispickel aurifères par H_2O_2 (2.N)

En remplaçant l'eau de pluie par une solution de H_2O_2 (2.N), les réactions pendant l'oxydo-réduction de la pyrite et du mispickel aurifères ont été simplement accélérées. Dans ces conditions, on obtient les mêmes résultats que précédemment mais en trois jours, seulement.

Cette expérience confirme que, dans ce cas, comme dans le cas précédent, l'or primaire est attaqué, solubilisé et recristallisé vers la fin de l'oxydo-réduction, avec des minéraux néoformés (pl. XXIII). L'or primaire attaqué fournit probablement des solutions vraies; en effet, les liquides obtenus pendant l'oxydo-réduction de la pyrite et du mispickel aurifères traversent totalement un filtre (type millipore) dont la dimension des pores est de $10 \text{ \AA}$.

Les analyses par spectrographie d'absorption ont montré que les solutions filtrées contenaient 0,2 à 4 ppm d'or (fig. 10).

c) Potentiel d'oxydo-réduction de la pyrite et du mispickel

Les variations du potentiel d'oxydo-réduction permettent de suivre le phénomène d'oxydo-réduction de la pyrite et du mispickel dans son ensemble. Un

appareil du type Tacussel qui donne directement les variations du potentiel E en fonction du pH, a été utilisé pour cela. Nos expériences ont porté sur 250 mg de pyrite et 250 mg de mispickel, sur lesquels on a ajouté la solution H_2O_2 (2.N).

D'après la formule

$$E = E_0 + \ln \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{2+}}$$

le potentiel d'oxydo-réduction dépend du rapport entre la partie oxydante Fe^{3+} et la partie réductrice Fe^{2+} . D'autre part, la réaction $\text{Fe}^{3+} + e^- \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$ est réversible et ceci permet de suivre les variations du potentiel pendant l'évolution du phénomène d'oxydo-réduction des sulfures. Le processus d'oxydo-réduction de la pyrite et du mispickel se décompose en trois phases distinctes :

— Première phase (oxydante)

Au début de l'oxydo-réduction, le Fe^{3+} du $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ domine sur le Fe^{2+} du FeSO_4 et il se produit une augmentation continue du potentiel accompagnée d'une diminution du pH, liée à la formation de H_2SO_4 . Pendant cette première phase, l'ensemble

TABLEAU X

Variations du pH de l'eau météorique pendant l'oxydation des sulfures naturels (minéralisation aurifère de Cros Gallet).

Numéros des mesures	pH	Localisation des mesures
1	5,7	fractures stériles dans le granite
2	5,8	
3	5,7	
4	5,5	
5	1	fractures minéralisées au contact du granite et des micaschistes remplies d'argiles et de gypse
6	1	
7	2,5	
8	1	
9	1	
10	3,5	
11	2,5	zone de quartz aurifère avec sulfures
12	3,5	
13	2,5	
14	3,2	
15	1,5	
16	2,5	
17	2,7	
18	2,8	
19	3,6	
20	2,2	

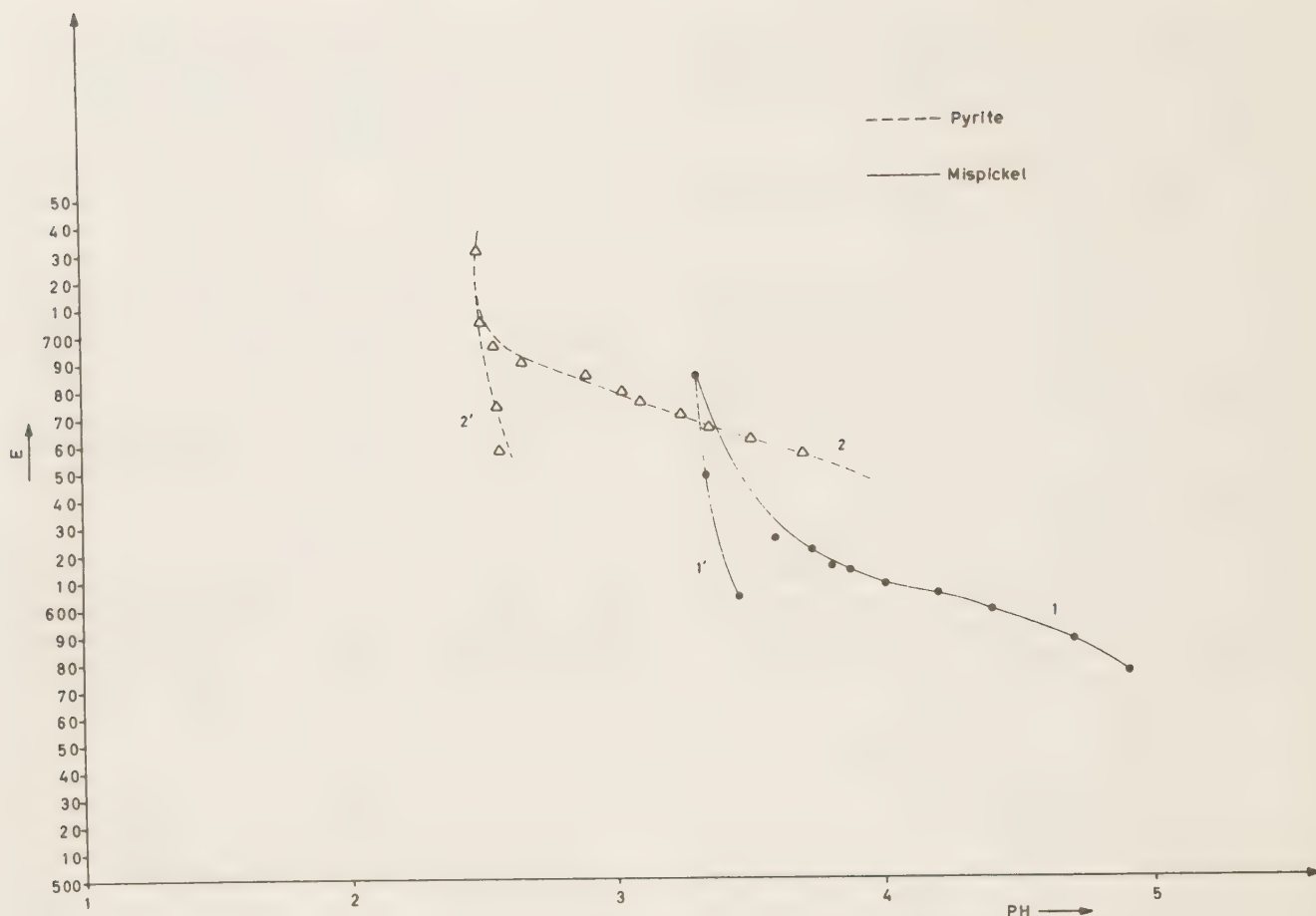


FIG. 11. — Variation du potentiel d'oxydo-réduction de la pyrite et du mispickel aurifères.

Pyrite : 1 phase oxydante
1' phase réductrice
Mispickel : 2 phase oxydante
2' phase réductrice

$\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ est très oxydant et provoque une solubilisation de l'or primaire inclus dans les sulfures. Nous avons effectué des mesures de pH de l'eau météorique dans les galeries de Cros Gallet (à 30 m sous la surface). Les résultats trouvés (cf. tableau X) montrent bien une importante diminution du pH.

— Deuxième phase (réductrice)

A la fin de la phase précédente, la diminution de l'oxygène dans les solutions entraîne une diminution du potentiel liée à l'augmentation de Fe^{2+} par rapport à Fe^{3+} , tandis que le pH ne varie pas beaucoup. Comme on sait, FeSO_4 est très réducteur et l'or solubilisé pendant la première phase recrystallise ici avec des minéraux néoformés (sulfates ferriques hydratés et scorodite).

— Troisième phase (hydrolyse)

Il se produit localement une hydrolyse et $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ donne des oxydes de fer.

5. — Transport et dépôt de l'or exogène dans la zone d'oxydation

a) Migration de l'or en solution

Elle est liée à l'oxydo-réduction des sulfures aurifères et l'or se trouve à l'état dissous. Dans le cas où le déplacement des solutions aurifères est faible, la recrystallisation de l'or se produit soit dans les cristaux mêmes de sulfures aurifères oxydés, soit dans

les fissures de quartz environnant. Par contre, dans le cas où les solutions aurifères ont subi un déplacement de l'ordre de 50 m, l'or recristallise tantôt dans les filons de quartz aurifère, tantôt dans les latérites environnantes, ou encore dans les graviers alluvionnaires.

La recristallisation de l'or exogène est provoquée par l'influence de $H_2S + H_2O$, de $FeSO_4$ ou de résidus organiques (une expérience très simple nous a permis de déposer à la surface de certains végétaux — feuilles, fruits, etc. — à partir d'une solution de $AuCl_3$, des couches d'or nettement observables). L'argent contenu dans les solutions aurifères peut localement être fixé par des oxydes de fer et l'or recristallisé peut présenter une teneur en argent plus faible que celle de l'or primaire. Cette migration chimique de l'or peut déposer des traces d'or dans toutes les roches encaissantes suivant leur degré d'altération.

b) Migration de l'or en suspension

L'or, bien qu'il ait une densité élevée, peut se trouver en suspension dans les solutions aqueuses quand les particules sont fines. Ces particules, d'aspect noirâtre à l'œil nu, sont constituées de petits cristaux cubiques atteignant au maximum 2 μ , ainsi que le montre l'examen microscopique.

Les déplacements de solutions aqueuses entraînent une migration de ces particules d'or. L'or en suspension se déplace sur de grandes distances quand il se trouve dans des courants d'eau. Dans ce cas, les particules d'or se trouvent associées à un grand nombre de particules d'argile et d'oxyde de fer aussi en suspension. Dans la zone d'oxydation, à cause des filtres naturels (oxydes de fer et argiles), ces particules d'or en suspension se déposent localement, aussi bien dans les fissures des filons de quartz et des roches que dans les graviers argileux.

Ce type de dépôt par filtration se caractérise par le fait que l'or se présente généralement en particules séparées les unes des autres par de minces pellicules d'oxydes de fer et d'argiles et non pas en agrégat jointif.

En France, nous présentons comme exemple possible de cette migration, la présence d'or dans des stalactites actuelles de la galerie de Cros Gallet située près du village de Saint-Yrieix dans le Limousin.

La galerie de Cros Gallet fut réalisée pour la recherche de l'or il y a environ 50 ans. Elle se trouve à 30 m sous la surface et elle traverse du granite et des micaschistes.

Dans les fissures de la partie granitique de la galerie, il y a une circulation d'eau météorique et

TABLEAU XI

Echantillons analysés	Teneur en or mg/t
1	47
2	2 300
3	50
4	89
5	50
6	78

sur le toit de la galerie, il se forme, même à l'heure actuelle, des stalactites de 10 cm de longueur, au maximum. Ces stalactites sont constituées par des oxydes de fer auxquels s'associe localement du gypse. Ils sont géliformes et localement solidifiés.

Nous avons analysé ces stalactites et le tableau XI reproduit la teneur en or obtenue. La planche XXIV montre des particules libres d'or (de l'ordre de 1 μ) existant dans les parties solidifiées des stalactites. Ces particules se caractérisent par une teneur élevée en argent. On a trouvé aussi dans ces stalactites des particules d'or recristallisé, pauvre en argent.

La présence d'or dans les stalactites formées récemment par l'intermédiaire de l'eau météorique traversant les fissures du granite, montre que la migration exogène de l'or se produit même en un temps réduit.

D'autre part, les particules d'or de dimension inférieure à 1 μ (non observables au microscope) sont très nombreuses dans les minéraux des roches (tableau XII). Dans la zone d'oxydation, ces particules sont libérées durant la destruction des minéraux porteurs d'or. Il se forme alors des solutions aurifères dans lesquelles des particules d'or de tailles très variables se trouvent en suspension. La précipitation de cet or se réalise de préférence dans des oxydes de fer et des argiles y provoquant localement des agglomérations d'or exogène, caractérisées par des nourrissages plus ou moins successifs et par une teneur en argent variable.

En 1967, J. GONI, C. GUILLEMIN et C. SARCIA ont réalisé une étude intéressante au laboratoire et nous reproduisons leurs conclusions.

« 1. La possibilité de transport de l'or dans la nature sous forme ionique a été surestimée. En effet, les solutions aurifères sont très instables et se décomposent rapidement dans les conditions d'acidité des eaux naturelles ou régnant dans la zone d'oxydation des gisements métalliques surtout sulfurés.

2. Sous forme ionique ou même métallique, l'or peut donner facilement des suspensions colloïdales dont la stabilité permet la migration à grandes distances. Il peut être floculé par un changement des

TABLEAU XII

Variations de la teneur en or et d'autres éléments en traces dans les sols (Cros Gallet).

Eléments	Localisation des échantillons étudiés (voir fig. 38)								
	G	H	I	J	K	L	M	N	P
teneurs obtenues (g/t)									
Ni	37	23	19	12	22	19	53	62	33
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1	0,7	< 0,5	< 0,5
Sn	6	6	5	5	8	8	8	10	5
Mn	660	1200	200	235	530	2470	1260	480	735
Ge	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6
Sr	5	41	23	16	30	5	5	11	25
Ba	495	530	455	435	535	800	275	560	460
Cr	87	66	47	39	44	< 5	84	111	80
Yb	6	4	4	3	5	4	5	8	< 2
Sc	25	10	9	5	11	6	17	20	6
Y	80	< 10	11	< 10	21	< 10	87	72	< 10
Co	16	11	5	< 5	8	29	22	22	10
Cu	49	34	24	36	22	37	29	74	70
V	165	90	60	41	59	10	95	148	85
Mo	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7
Bi	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	5	5	< 3
Ga	33	28	29	39	29	34	24	43	33
Pb	25	39	42	47	39	19	17	80	32
B	39	24	37	48	65	< 20	50	38	< 20
Be	7	< 3	< 3	< 3	4	< 3	14	6	< 3
Cd	< 6	7	22	28	25	10	38	< 6	< 6
Zn	165	100	58	62	71	37	120	300	92
teneurs obtenues (mg t)									
Au	53	205	480	980	1100	1000	420	135	108

Variations de la teneur en Fe_2O_3 , Al_2O_3 et K_2O dans les sols (Cros Gallet).

teneur obtenue en %									
Fe_2O_3	9,10	5,45	3,90	4,25	3,30	2,80	18,20	9,10	7,10
Al_2O_3	22,50	16,20	16,00	17,50	13,65	24,55	15,00	25,85	20,95
K_2O	2,80	2,80	3,20	3,50	2,90	5,60	3,10	3,70	3,00

conditions physico-chimiques, surtout du pH et du Eh, ces paramètres étant une conséquence des variations géologiques : zones marécageuses chargées de matière organique, contact des eaux de différentes salinités, corrosion des roches encaissantes, suivie d'oxydation, de kaolinisation, etc. ... Cet or floclé, encore très fin, possède des propriétés de réactivité chimique particulière mises en évidence par les essais d'amalgamation.

3. Par compaction due à des mouvements tourbillonnaires, si fréquents dans les zones des placers aurifères, nous avons reproduit des pépites d'or (« pépites synthétiques ») morphologiquement similaires aux pépites naturelles. Ceci peut expliquer la naissance des pépites secondaires, leur croissance par nourrissage à partir des nouvelles venues d'or colloïdal, et finalement leur polissage dynamique sous eau; tous ces processus s'accomplissent dans des conditions géologiques de surface. Le phénomène de la régénération de placers aurifères, décrit par FREISE, trouve ainsi une explication.

4. Par l'application du processus de réduction des solutions auriques dans un milieu composé de gel de silice, nous avons obtenu la formation directe de films d'or, reproduit des structures en cocarde, rythmiques, et même bréchiques grâce à l'interposition d'obstacles à la diffusion normale. Signalons qu'un fragment de quartz hyalin, utilisé comme obstacle à la diffusion, a été moulé par une très fine pellicule d'or; ses fissures renfermant de plus, à la fin des expériences, des lamelles d'or bien visibles à faible grossissement ($\times 60$). »

c) Migration par transport mécanique

C'est la migration des particules d'or de grande taille (supérieure à 1 mm). L'or se déplace avec le gravier des flats. Il est roulé et il y a toujours de nombreuses rayures à la surface des cristaux. D'autre part, on constate que dans les alluvions les sulfures en agrégats de taille variée (pyrite, mispickel) subissent aussi un transport par migration mécanique. Pendant l'oxydo-réduction de ces sulfures, l'or est libéré; il migre alors soit en solution, soit en suspension. Cette migration peut entraîner l'or à plus d'un kilomètre du gîte sulfuré initial. A Cros Gallet, par exemple, on constate que la migration de l'or dans les sols suit la morphologie de la coupole granitique (cf. fig. 12). Par contre, le Pb, Zn, Ba, Mn, Cr, Ni et Co présentent une migration irrégulière.

L'étude microscopique des échantillons de sol a montré que l'or se trouvait en particules libres de 20 μ au maximum. Ces particules sont associées à des argiles ferrugineuses contenant des débris de feldspaths, de quartz, de muscovite, de blende, de pyrite et de mispickel.

6. — Essai d'interprétation des observations effectuées sur les échantillons d'or exogène

Nous avons cherché à établir la relation qui peut exister entre les différentes générations d'or exogène et le mode de transport propre à chacune.

La première génération présente une texture concrétionnée et la répartition de l'argent dans les couches d'or successives est rythmique. Dans ce cas, on peut penser que le transport de l'or s'est effectué en grande partie en suspension dans des solutions ayant chacune une teneur en argent propre.

La deuxième génération est allotriomorphe et la répartition de l'argent est toujours homogène. D'après des analyses et des observations microscopiques, nous avons constaté que la répartition de l'argent dans les particules d'or primaire est toujours homogène. Ainsi, la répartition de l'argent dans cette deuxième génération présente des caractéristiques communes avec celles de l'or primaire. La deuxième génération pourrait donc être constituée par des particules d'or primaire ayant subi un transport mécanique et par des particules d'or argentifère recrystallisé. Par suite, ces particules auraient été localement cimentées par l'or de la troisième génération.

La troisième génération est toujours très pauvre en argent et par endroit assez riche en cuivre. Elle présente toujours des cristaux d'or idiomorphes. Cette génération est formée par l'or mis en solution au cours du phénomène d'oxydo-réduction des sulfures aurifères.

On peut donc conclure que la formation de l'or exogène est liée à deux facteurs importants :

1. - lessivage des minéraux des roches et du quartz aurifère,
2. - oxydo-réduction des sulfures aurifères.

Le transport de l'or et son dépôt dans la zone d'oxydation peuvent s'effectuer selon plusieurs processus qui contribuent, soit individuellement, soit combinés les uns aux autres, à former les agglomérats d'or exogène.

MIGRATION DE L'OR DANS LE SOL
COUPE-11
CROS-GALLET (région de ST YRIEIX)

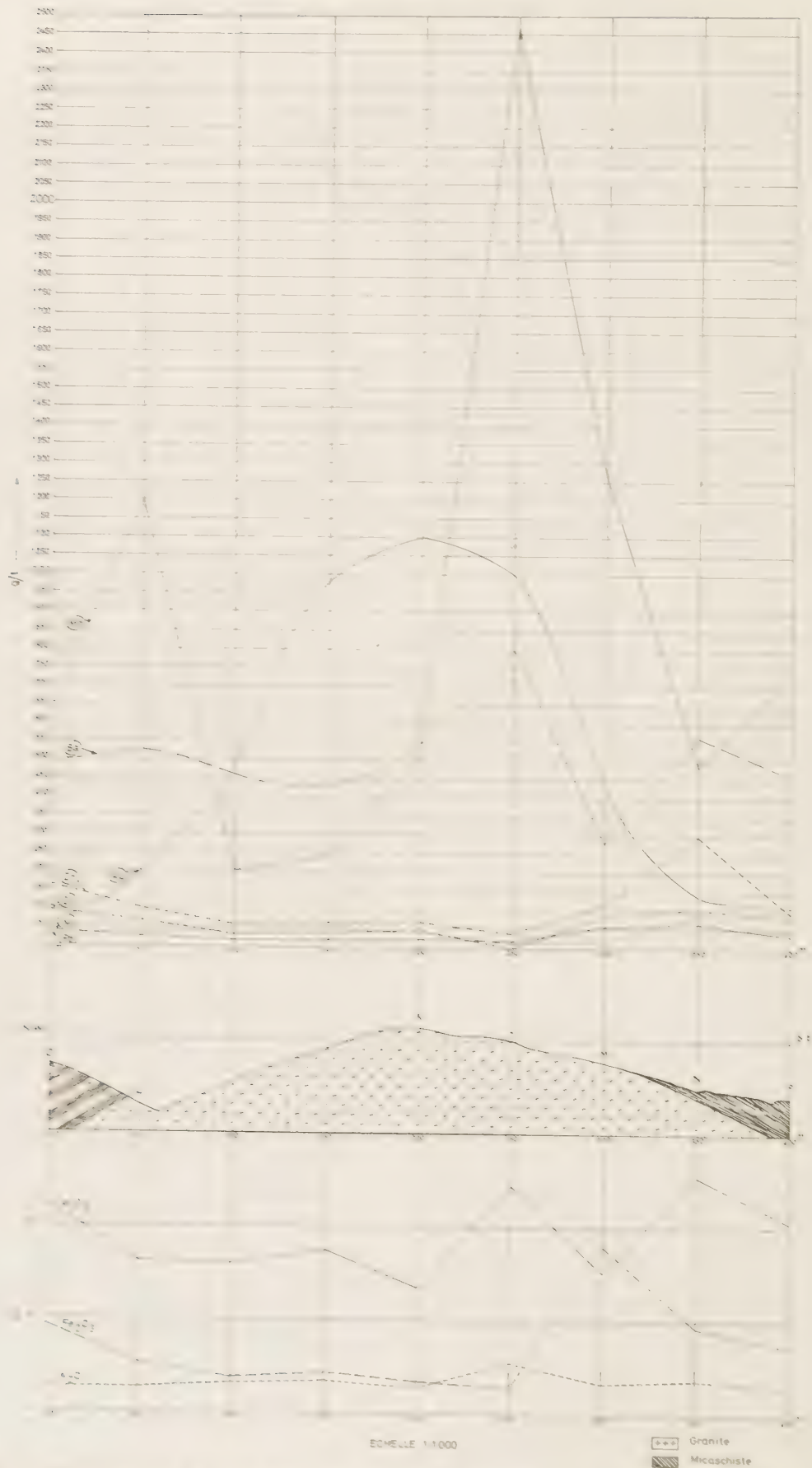


FIG. 12. — Répartition de l'or et de Mn - Ba - Zn - Cr - Ni - Pb - Al_2O_3 , Fe_2O_3 et K_2O dans les sols
On constate que seules les teneurs en or suivent la morphologie de la coupole granitique

7. — Formation de pépites d'or synthétiques

La formation de pépites d'or synthétiques peut se réaliser de différentes façons :

1) Par autoagrégation

D'après J. GONI, C. GUILLEMIN et C. SARCIA [1967] :

« La réduction de sels d'or en solution conduit à la précipitation du métal. La réduction de solutions diluées provoque des précipités colloïdaux; par contre, en solutions plus concentrées, le précipité apparaît nettement métallique.

Ces formes de précipitation des particules métalliques ont été depuis longtemps examinées par les physicochimistes, mais la théorie du phénomène est encore mal établie.

Nous avons pensé que cette précipitation pouvait expliquer en partie la formation de certaines pépites.

Formation d'une pépité à partir d'une solution d'aurichlorure :

Par une agitation continue de la solution, nous avons obtenu expérimentalement une pépité, par « nourrissage » avec des dispersions colloïdales, d'un agrégat floconneux formé par agglomération de particules d'or réduit.

Dans ce but, nous avons réalisé un appareil extrêmement simple composé de deux parties :

- un ballon dont le fond a été étiré,
- un agitateur excentré provoquant un mouvement tourbillonnaire et circulaire de la solution.

Conditions expérimentales :

Après avoir introduit dans le ballon :

1 ml d'aldéhyde formique

10 ml de solution aurique

10 cm³ de carbonate de potassium à 1 %,

nous avons observé presque instantanément une coloration bleu-violet devenant de plus en plus intense, puis la formation d'un précipité volumineux brun-violet de caractère colloïdal.

Après un temps de repos, l'agitation provoque la formation d'un agrégat brun; l'agglomération terminée, la solution est parfaitement limpide.

De nouvelles additions de solution aurique et de solution carbonatée provoquent à nouveau la formation de particules colloïdales qui s'agglomèrent sur le noyau déjà formé. Le cycle de nourrissage est ainsi poursuivi jusqu'à ce que l'agrégat atteigne un volume convenable. L'agitation étant maintenue, nous remarquons qu'en fonction du temps, la surface de l'agrégat présente un éclat métallique de plus en plus marqué.

Pour faciliter la compaction qui semble être à l'origine de cet éclat métallique, nous avons introduit dans le ballon des grains de sable roulés, ce qui nous rapproche des conditions naturelles (marmites). »

2) Par remplacement des sulfures

Si l'on dépose dans les conditions atmosphériques une solution d'aurichlorure sur des sulfures (mispickel, pyrrhothite, chalcoppyrite) de tailles convenables, il se forme des pépites d'or par remplacement de ces sulfures.

3) Par oxydation à l'air du précipité Au₂S₃

Dans les conditions atmosphériques, la solution d'aurichlorure forme un précipité Au₂S₃ noir en présence d'hydrogène sulfuré (H₂O + H₂S).

D'après P. PASCAL [1957], la réaction est la suivante :



Le sulfure d'or ainsi formé se transforme peu à peu à l'air en or métallique tandis que les anions S²⁻ sont oxydés en SO₄²⁻. Pendant leur transformation à l'air, les cristaux d'or forment un agrégat jointif en donnant ainsi des pépites ayant un vif éclat.

4) Par fusion

Nous avons cherché à voir le mode de formation des pépites synthétiques du commerce.

Comme on le sait, si on fait fondre l'or à 1100°, les tensions superficielles sont grandes et l'or fondu forme des boules sphériques.

Pour que cette forme sphérique disparaisse, nous avons utilisé le procédé suivant :

- dans une cuvette constituée de silice, on place un grand nombre de débris de quartz de 5 mm environ,
- ensuite, on ajoute sur ces débris de quartz, de l'or soit en poudre, soit massif, disposé grossièrement en couche épaisse,
- on superpose sur cette couche d'or de nouveaux débris de quartz que l'on recouvre par une plaquette de quartz;
- dès que l'or est fondu, on exerce sur la plaquette de quartz une pression par l'intermédiaire d'une tige de verre. Cette pression permet à l'or fondu de cimenter les débris de quartz voisins;
- après refroidissement, on dissout les débris de quartz enrobés dans l'or par l'acide fluorhydrique et on réalise ainsi des pépites d'or très brillantes.

En général, l'éclat des pépites dépend de la surface qui réfléchit la lumière. Dans le cas où cette surface est très petite, l'or paraît noir.

CHAPITRE IV

Etude de l'or primaire

HISTORIQUE

Dans ce chapitre, nous présentons les caractéristiques de la répartition de l'or primaire dans quelques granites aurifères et des micaschistes de France, et en outre une synthèse concernant la paragenèse minéralogique, les granites et la tectonique associés aux concentrations aurifères.

Au sujet de la migration de l'or dans ces granites aurifères, nous avons étudié l'image d'ensemble de cette migration, sous quelle forme l'or se trouve dans les granites et enfin les minéraux du granite associés à l'or.

Au sujet de la répartition de l'or, il existe une abondante bibliographie dans le cas des granites et des micaschistes. Les auteurs : G.N. ANOSHIN, V.V. POTAPIEV [1968] - N.T. VOSKRESENSKAYA, N.F. ZVEREVA [1968], - D. NORMAND, K.D. PHAN [1968], ont effectué des analyses géochimiques sur les massifs granitiques à partir d'un échantillonnage irrégulier. Cette méthode met en évidence les différences de la concentration en or entre les divers massifs granitiques mais ils n'apportent aucune donnée concernant la migration propre de l'or dans chaque massif individuel. Pour notre travail, nous avons effectué des prélèvements systématiques dans des travaux miniers, ce qui nous a permis de suivre régulièrement la migration de l'or.

En outre cette étude a permis de préciser les paragenèses minéralogiques, la tectonique particulière et les caractéristiques des granites associés à des concentrations aurifères. Dans ce domaine, on constate qu'il existe des publications régionales mais aucune synthèse d'ensemble.

RÉSULTATS OBTENUS

1. — Migration de l'or et réflexions sur la formation de gisements aurifères liés aux granites

Durant l'évolution des roches granitiques étudiées, l'or suit deux migrations successives présentant chacune des caractéristiques propres.

a) Migration de l'or dans les minéraux des granites

Ainsi que nous allons le voir, cette première migration de l'or se réalise pendant la croissance des minéraux des granites tels que micas ((biotite, muscovite), feldspaths et quartz.

Elle suit l'évolution d'ensemble de la cristallisation des minéraux des granites.

L'or se présente dans les minéraux des granites sous forme de particules libres visibles dont la dimension varie entre 10 μ et 1 μ et sous forme d'inclusions de dimensions très petites, décelables uniquement par amalgamation (voir ci-dessous).

Or en particules visibles dans les minéraux des granites

En France, dans le granite de la Boissière (Bretagne), les particules d'or se trouvent soit dans du quartz en exsolution dans des feldspaths, soit au contact des feldspaths. Dans ce cas, les particules d'or se trouvent tantôt isolées, tantôt associées à des particules de Bi natif (planche XXV).

En Guyane (région Sophie et Saint-Elie), les particules se trouvent aussi dans des grains de quartz des granites.

Ces observations montrent que la migration de l'or suit plus ou moins la phase finale siliceuse terminant la formation des roches granitiques.

Or en inclusions non visibles

La température élevée de la cristallisation des minéraux des granites est un facteur important pour la formation de défauts dans les cristaux. Ces défauts peuvent jouer un certain rôle dans le dépôt d'or en inclusions très fines dans chaque minéral des granites. Nous avons pu déceler la présence d'inclusions fines d'or libre non observables au microscope ni à la microsonde, sur des surfaces de sections polies du granite, en faisant une amalgamation.

Pour que le mercure soit en contact parfait avec la surface de la section étudiée, nous avons construit un appareil très simple permettant d'exercer une pression sur le mercure pendant l'opération.

La réaction se produit uniquement entre le mercure et l'or libre des inclusions. Après avoir soumis au contact du mercure cinq sections polies, l'analyse a montré une teneur de 750 ppm d'or dans le mercure.

Ces résultats montrent que dans des minéraux, l'or libre peut se présenter en inclusions très fines.

On constate ainsi, par ce procédé, que tous les minéraux du granite de la Boissière contiennent des traces d'or.

Les teneurs chimiques observées sont reproduites dans le tableau XIII.

Discussion

Bien que le tonnage d'or dans la masse considérable des granites soit important, la concentration en or de ces roches demeure, en général, très faible.

On peut donc dire que les minéraux des granites présentent une saturation très faible en or et que l'espace entre les cristaux est trop réduit pour donner lieu à une concentration importante en or. Cette faible saturation des minéraux des granites semble

être un phénomène général : elle se manifeste en effet très probablement vis-à-vis d'autres éléments chimiques que l'or, comme Pb-Zn-As-S, par exemple, qui ne forment pas généralement de concentrations importantes de minéraux (galène - blende - arséno-pyrite) dans les granites mêmes. Ces éléments, par contre, suivent la migration tardive de l'or étudiée ci-dessous et forment alors soit la paragenèse minéralogique des gisements aurifères, soit des gisements propres.

b) Migration tardive de l'or réalisée dans les fissures

Ainsi que nous allons le voir, cette deuxième migration de l'or suit sans discontinuité la précédente et s'effectue après la cristallisation des minéraux des granites. Elle n'est pas liée à la cristallisation de ces minéraux, contrairement à la migration précédemment décrite.

C'est surtout cette migration tardive de l'or qui provoque localement les concentrations très importantes qui forment les gisements aurifères primaires. Ceux-ci sont caractérisés, comme on le sait, par des phases hypothermales à épithermales.

Cette migration tardive se réalise surtout dans le vide disponible des fractures, représentée selon les cas :

- par des fractures tardives des granites mêmes;
- par des fractures situées au contact des granites et des roches encaissantes;
- par des fractures des roches encaissantes plus ou moins éloignées des granites.

Ainsi, on peut en général expliquer l'allure filonienne des gisements de quartz aurifères et aussi leur liaison génétique avec les granites.

Au point de vue minier, les fractures tardives des granites mêmes présentent moins d'intérêt que les autres types de fractures.

c) Exemples

Comme exemples, nous présentons les migrations successives de l'or dans le granite de La Boissière en Bretagne et dans le granite de Saint-Yrieix dans le Massif Central.

1) Migration de l'or dans le granite de La Boissière

Le granite de La Boissière est d'âge hercynien et sa composition minéralogique se caractérise principalement par la biotite, la muscovite, des feldspaths

TABLEAU XIII

	granite à löllingite (mg/t)	granite sans löllingite (mg/t)
Quartz.	227	100
Feldspaths.	105	105
Biotite.	160	105
Muscovite.	75	

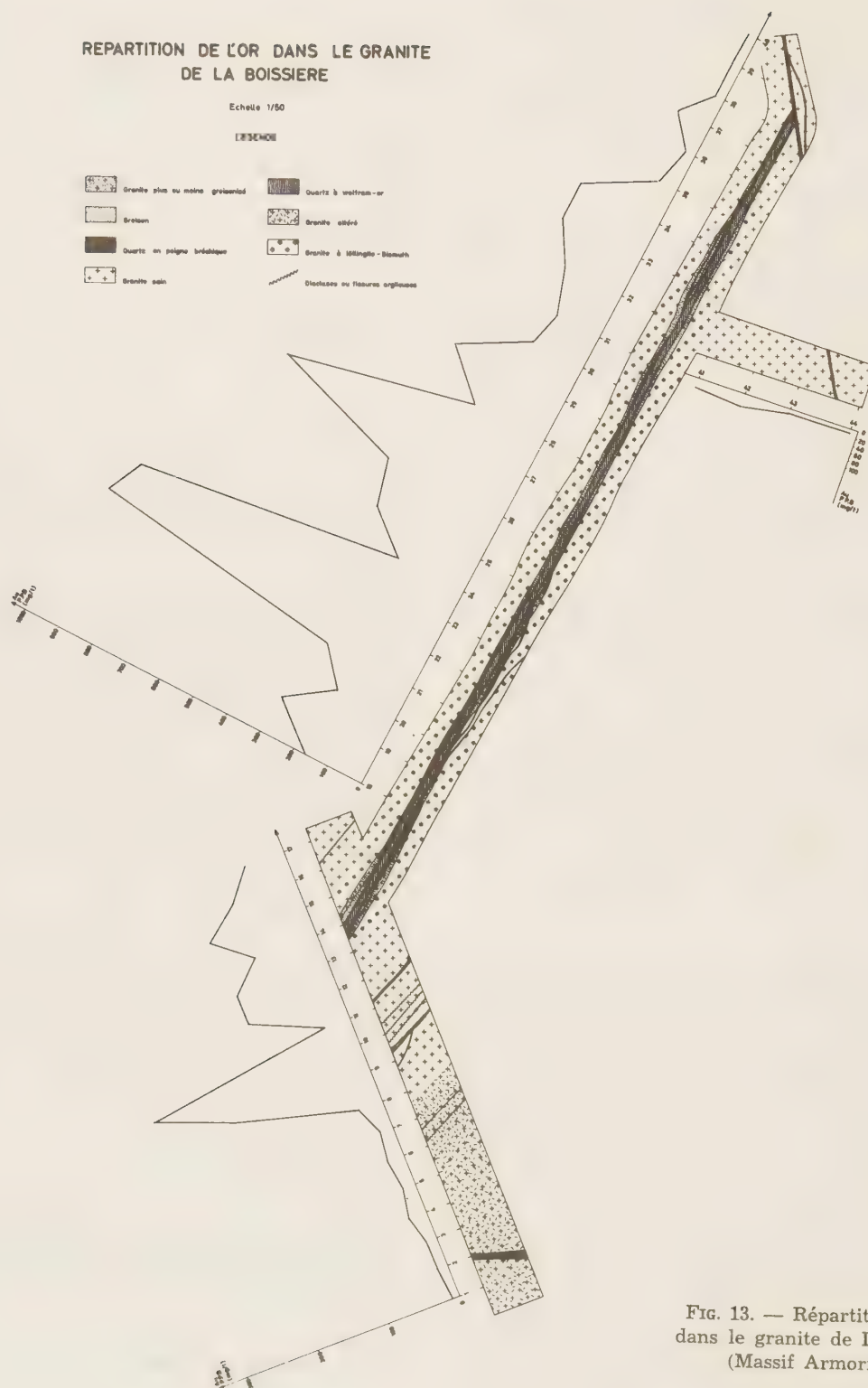


FIG. 13. — Répartition de l'or
dans le granite de La Boissière
(Massif Armoricain).

TABLEAU XIV
Teneur en or dans le granite de La Boissière.

Prélèvements	mg/t	Prélèvements	mg/t
1	10	23	910
2	15	24	196
3	14	25	302
4	23	26	340
5	19	27	701
6	21	28	217
7	19	29	330
8	333	30	150
9	192	31	124
10	290	32	166
11	34	33	238
12	127	34	235
13	129	35	56
14	89	36	25
15	136	37	92
16	90	38	23
17	54	39	22
18	162	40	23
19	297	41	24
20	173	42	38
21	247	43	18
22	957	44	14

et du quartz. Ce granite est fracturé et les fractures sont remplies de quartz aurifère.

Le tableau XIV donne les résultats obtenus sur 44 analyses du granite échantillonné systématiquement en galeries.

— Migration de l'or dans les minéraux du granite

La figure 13 montre la répartition de l'or dans le granite. La concentration en or est très faible et présente des variations : elle paraît, dans son ensemble, plus élevée dans le granite où existent des cristaux dispersés de löllingite (FeAs_2) et de Bi natif. Il semble donc que l'or, l'arsenic et le bismuth aient suivi la même migration.

— Migration tardive de l'or

La migration tardive de l'or est réalisée uniquement dans les fractures du granite. L'or est accompagné de quartz, de tourmaline, de wolframite, de mispickel et de pyrite. Cette migration tardive de l'or a provoqué une concentration en or plus grande que la migration précédente et la teneur varie de 1,8 à 9,4 g/t.

En outre, on constate (fig. 13) que, dans la partie très altérée du granite, la concentration de l'or est très faible par suite d'un lessivage.

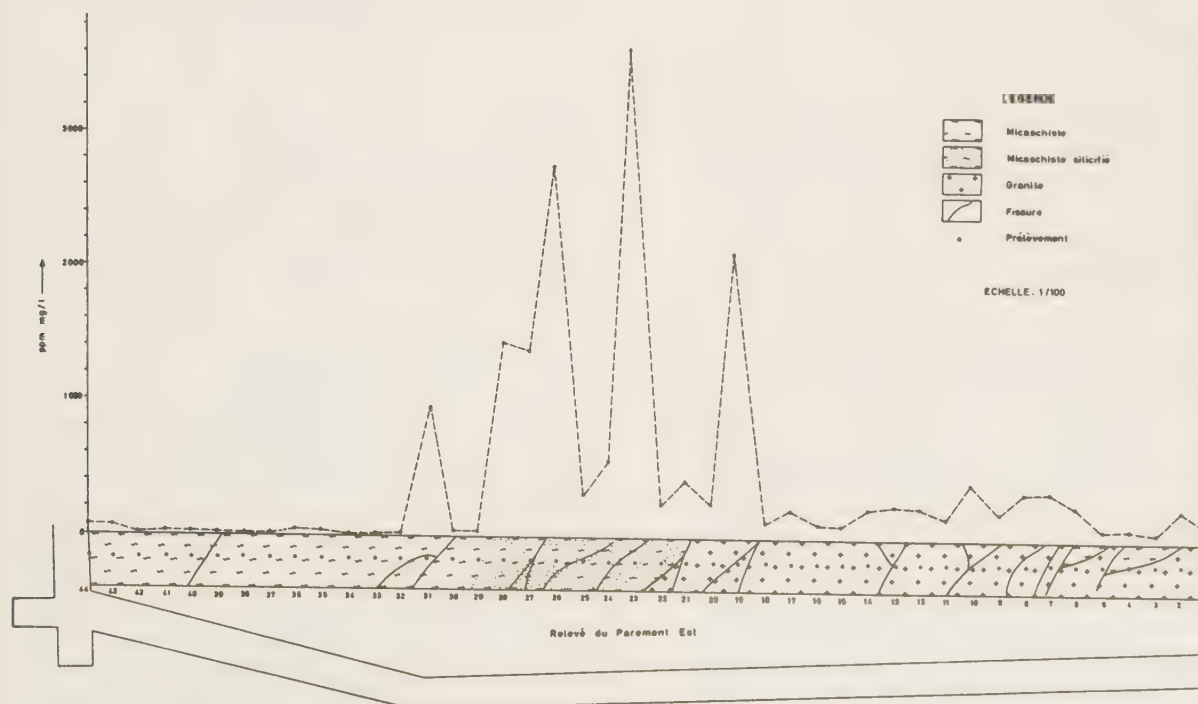


FIG. 14. — Répartition de l'or dans le granite du Bourneix et les micaschistes encaissants (Massif Central)

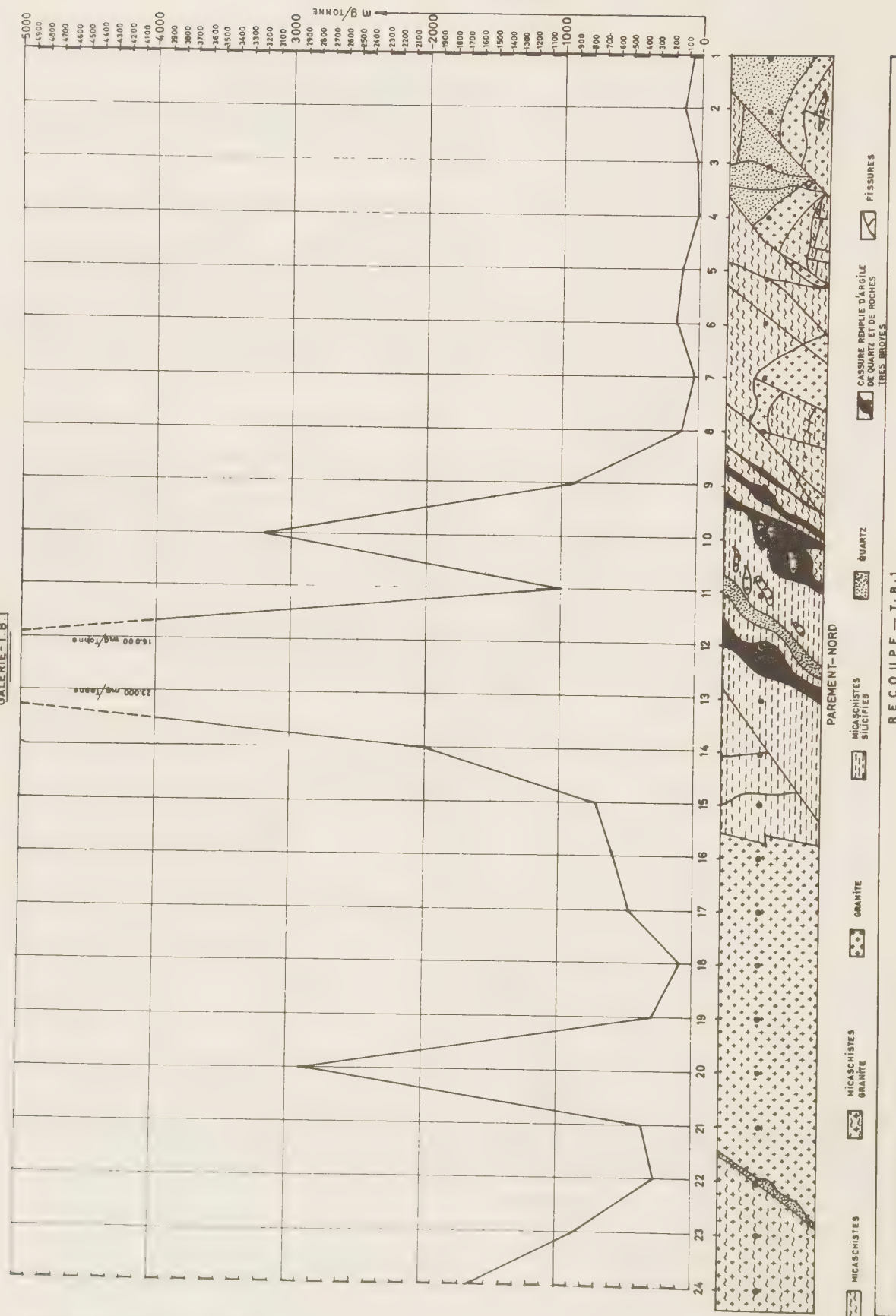
CROS-GALLET
GALERIE-T.B.1

Fig. 15. — Répartition de l'or dans le granite du Bourneix et les micaschistes encaissants (Massif Central).

2) Migration de l'or dans le granite du Bourneix et les micaschistes encaissants

Premier exemple :

Comme dans le cas précédent, nous avons réalisé 44 analyses dans la galerie du Bourneix située près du village de Saint-Yrieix, dans le Limousin (tableau XV).

Ainsi, nous avons pu suivre l'évolution de la migration de l'or, d'une part dans le granite même et d'autre part dans les micaschistes encaissants.

La figure 14 montre l'allure générale de la migration de l'or. On constate que l'or présente une concentration plus forte dans les micaschistes très silicifiés situés au contact du granite. Autrement dit, la migration tardive de l'or a accompagné la phase siliceuse qui a donné une imprégnation de quartz dans les micaschistes au voisinage du granite.

D'autre part, on constate aussi que la concentration en or dans le granite même est plus élevée que dans les micaschistes éloignés du granite.

L'étude microscopique a montré que l'or, dans le granite du Bourneix, se présente en particules libres dans le quartz associé aux sulfures (bismuthinite, mispickel, pyrite et pyrrhotite).

Dans les micaschistes silicifiés, l'or se présente aussi sous forme de particules libres et il se situe soit dans le quartz de silicification, soit dans les interstices entre les cristaux de quartz et de muscovite.

Deuxième exemple :

La galerie TB 1 de Cros Gallet, située dans la même région, traverse aussi le granite du Bourneix et les micaschistes. Ici, le granite se trouve injecté dans les micaschistes en formant des migmatites.

La figure 15 et le tableau XV présentent l'allure générale de la migration de l'or.

On constate d'abord que la concentration de l'or est grande lorsque les micaschistes sont très silicifiés (comme dans le cas précédent). On constate en outre que cette concentration est aussi élevée dans les cassures importantes des roches. Ces cassures présentent une structure bréchique. Elles sont remplies d'argiles plus ou moins ferrugineuses, associées à des cristaux idiomorphes de gypse, de débris de quartz filonien et de débris de roches de taille variée.

L'étude microscopique des argiles a montré que l'or se présente en particules libres de 1 μ , comme dans le cas des stalactites aurifères se trouvant d'ailleurs dans la même galerie.

Ainsi, dans les cassures il existe une migration de l'or exogène due aux altérations des minéraux des

TABLEAU XV
Teneur en or dans le granite du Bourneix et les micaschistes encaissants.

Prélèvements	mg/t	Prélèvements	mg/t
1	160	23	3 700
2	220	24	572
3	60	25	325
4	99	26	2 800
5	88	27	1 400
6	270	28	1 460
7	385	29	52
8	378	30	38
9	200	31	980
10	420	32	15
11	182	33	20
12	228	34	16
13	252	35	32
14	218	36	46
15	137	37	16
16	175	38	20
17	230	39	12
18	178	40	20
19	2 150	41	21
20	271	42	14
21	430	43	85
22	254	44	56

roches et du quartz aurifère par infiltration d'eau météorique.

Dans ce deuxième exemple, on constate l'existence de deux migrations d'or :

- la migration de l'or primaire dans le granite même, dans les micaschistes silicifiés et dans les filons de quartz,
- la migration de l'or exogène dans des stalactites et des argiles ferrugineuses des cassures des roches.

Troisième exemple :

Enfin, nous avons cherché à voir la migration de l'or dans le granite du Bourneix, loin des filons aurifères.

Nous avons choisi comme exemple une coupole granitique traversée sur 200 m de longueur par une galerie dite du Tindeix.

Dans cette galerie, nous avons prélevé 10 échantillons à 20 m de distance les uns des autres.

Le tableau XVII donne la teneur en or obtenue qui varie de 14 à 152 mg/t. La moyenne de cette teneur (64,5 mg/t) est inférieure à celles des granites (213 à 612 mg/t) de la même région, situés à proximité des filons aurifères. Cette constatation a un certain intérêt pour la prospection minière de l'or.

TABLEAU XVI

Teneur en or dans la galerie TB1 de Cros Gallet.

Echantillon	Teneur en mg/t
1	62
2	125
3	30
4	20
5	137
6	170
7	35
8	120
9	920
10	3 200
11	1 000
12	16 000
13	23 000
14	2 000
15	725
16	590
17	475
18	90
19	295
20	2 900
21	370
22	278
23	860
24	1 650

TABLEAU XVII

Teneur en or dans la galerie du Tindeix.

Echantillon	Teneur en mg/t
1	25
2	40
3	30
4	125
5	96
6	105
7	152
8	34
9	24
10	14

En général, la concentration primaire de l'or dans le magma ayant formé le massif granitique du Bourneix a dû être variable. Tout se passe comme si, pendant la mise en place du granite, il avait existé dans l'espace magmatique d'ensemble des « zones » caractérisées chacune par une concentration en or propre.

d) Conclusions

Durant l'évolution des granites aurifères que nous avons étudiés, si la concentration primaire de l'or est importante, il se produira successivement deux migrations d'or et seule la migration tardive donnera des gisements aurifères primaires.

La migration de l'or dans ces granites suit plus ou moins la phase finale siliceuse de la formation des roches granitiques. Dans ce cas, l'or se trouve en particules libres associé à du quartz et des feldspaths.

D'après ces exemples, il semble que l'étude de la migration de l'or dans les granites puisse donner des renseignements sur l'origine de l'or des gisements aurifères.

En outre, l'augmentation des teneurs en or dans les granites au voisinage des filons, où se concentre l'or par suite de cette migration, sert de guide en prospection minière.

2. — Répartition de l'or dans les roches

Les importantes concentrations aurifères qui forment les gisements miniers sont situées, selon les régions, dans une catégorie déterminée de granites (tableau XIV). Les âges de ces derniers peuvent être variés : précambrien, hercynien ou encore plus récent.

En France, il y a deux granites aurifères principaux :

- les granites à biotite précambriens (région Châtillon en Bretagne),
- les granites à deux micas (muscovite - biotite) hercyniens (région de La Boissière en Bretagne et Saint-Yrieix dans le Massif Central).

D'après D. NORMAND et K.D. PHAN [1968], la minéralisation en or dans le district aurifère de Saint-Yrieix est associée aux granites à deux micas.

En général, les granites à deux micas sont les plus aurifères.

En Guyane française [G. MACHAIRAS, 1963], il y a aussi deux granites principaux : les granites à biotite précambriens et les granites à deux micas plus récents.

Les granites à biotite ont donné uniquement de l'or et des pegmatites stériles peu abondantes. Par contre, les granites à deux micas ont donné très peu d'or et se caractérisent surtout par d'abondantes pegmatites complexes minéralisées en Nb - Ta - Li - Sn - Bi - Mo.

Au Canada (région de Timmins), les granites à biotite précambriens sont les seuls granites aurifères.

Les roches encaissantes de ces granites aurifères, dans lesquelles se prolongent les filons sont variées (tableau XVIII) :

TABLEAU XVIII
Répartition de l'or dans les roches

Régions	Pays	Roches encaissantes	Teneur mg/t
a) <i>Roches métamorphiques</i>			
Loudéac.	France (Bretagne)	chloritoschistes	23
Châtillon.	France (Bretagne)	chloritoschistes	10
Devez.	Guyane	chloritoschistes	21,5
Sparouïne.	Guyane	micaschistes	7,5
Saint Yrieix. . .	France (Massif Central)	micaschistes	20
Saint Yrieix. . .	France (Massif Central)	gneiss	7
Saint Elie.	Guyane	amphibolites	9,5
Saül.	Guyane	amphibolites	15,6
Sophie.	Guyane	amphibolites	5
b) <i>Roches volcaniques</i>			
Cormotibo. . . .	Guyane	andésites	12,3
Château-Gontier.	France (Bretagne)	basaltes	20
c) <i>Roches plutoniques</i>			
Châtillon.	France (Bretagne)	granite à biotite	15
Saint Elie.	Guyane	granite à biotite	28
Sophie.	Guyane	granite à biotite	29
Petit Saut.	Guyane	granite à deux micas	19
Timmins.	Canada	granite à biotite	30

En France, ces roches sont représentées par des chloritoschistes du Briovérien (Bretagne), des micaschistes et des gneiss (Saint-Yrieix, Massif Central).

En Guyane, il s'agit de chloritoschistes, d'amphibolites, de rhyolites et d'andésites.

Au Canada, les roches encaissantes sont des pillow-lavas, des ardoises, des conglomérats, des quartzites et des porphyres.

Au Venezuela (région d'El Callao), les roches encaissantes sont les mêmes qu'en Guyane française.

Toutes ces roches présentent une très faible concen-

tration en or : 5 à 30 mg/t (tableau XIV) qui paraît indépendante de leur composition minéralogique.

On constate par exemple que les amphibolites, constituées essentiellement d'amphiboles, ont une teneur en or de 9 mg/t semblable à celle des gneiss — 7 mg/t — qui sont constitués de quartz, de feldspaths et de micas.

Cette faible concentration en or ne permet pas d'expliquer la genèse des gisements aurifères par une simple reconcentration de l'or existant dans les roches encaissantes pendant la mise en place des granites.

TABLEAU XIX
Teneur en Ag de l'or primaire.

Gisements aurifères	Teneur en % Ag	Paragenèse des gisements
1/ <i>France</i>		
a) Région de Saint-Yrieix. (Massif Central)	Ag = 32,9 Au = 66,2 99,1	Sulfures relativement abondants : mispickel, pyrite galène, blende, boulangérite.
b) Région de Château-Gontier. (Bretagne)	Ag = 16,7 Au = 82,5 99,2	
2/ <i>Canada</i>		
Région de Timmins.	Ag = 9,1 Au = 90,2 99,3	Sulfures relativement abondants
3/ <i>Guyane</i>		
a) Région de Dorlin.	Ag = 7,9 Au = 89,9 97,8	Sulfures relativement abondants
b) Région de Sophie.	Ag = 8,8 Au = 87,6 96,4	
c) Saint Elie.	Ag = 10,4 Au = 87,8 98,2	
d) Saül.	Ag = 4,45 94,85 99,30	Tourmaline très abondante

On constate par exemple que les chloritoschistes d'Orapu (Guyane) (tableau XIV) présentent une concentration en or (21,5 mg/t) un peu plus grande que celle des amphibolites (9 mg/t) et que celle des andésites (12,3 mg/t). Or, bien que ces chloritoschistes aient subi une transformation (métamorphisme de contact) très intense pendant la mise en place des granites récents, ils ne contiennent aucun gisement aurifère.

Il est donc nécessaire que les granites intrusifs dans ces roches diverses soient aurifères pour qu'il se forme des gisements.

3. — Caractéristiques minéralogiques de l'or primaire

a) Or primaire

La place et la forme des cristaux d'or sont très variables. En effet, l'or se trouve soit isolé dans le quartz, soit dans les microfissures des cristaux de

TABLEAU XX
Paragenèse des filons aurifères.

	Tourmaline	Molybdénite	Wolframite	Scheelite	Löllingite	Mispickel	Pyrite	Chalcopryrite	Pyrrhotine	Bismuth et bismuthinite	Boulangérite	Bournonite	Jamésinite	Blende	Galène	Tétraédrite	Stibine	Or
A. France																		
a) <i>Massif-Central</i>																		
1/ Saint Yrieix.						+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		++
b) <i>Massif Armoricaïn</i>																		
1/ Boissière.	+	+	+		+					+								+
2/ Château-Gontier Graon.				+		+	+	+	+					+	+	+		+
3/ La Lucette.						+	+										+	++
4/ Loudéac.						+	+	+	+									+
c) <i>Pyrénées</i>																		
1/ Ariège.		+		+++		+	+	+	+	+				+	+			+
+ présence																		
++ teneur élevée																		
+++ teneur très élevée																		

tourmaline, soit souvent englobés de pyrrhotine (Canada, région de Timmins et Guyane, région de Saül). Il est aussi fréquemment associé à de la pyrite dans laquelle il forme des inclusions observables au microscope (France, région de Saint-Yrieix, Canada, région de Timmins et Guyane, région de Sophie). Enfin, il remplit des microfissures de cristaux brisés de pyrite et aussi de mispickel.

Les cas où il est englobé de scheelite et de galène ne sont pas rares (Canada, région de Timmins et Guyane, région de Sophie).

Les cristaux sont en général allotriomorphes. Ils se présentent en inclusions ou en microveinules, surtout quand l'or se trouve au contact des cristaux de quartz. Parfois, lorsque l'or se trouve en inclusions isolées dans les cristaux de quartz, apparaissent des formes cubiques plus ou moins déformées. L'étude microscopique d'une centaine de sections polies d'or primaire a montré que la couleur des grains d'or était toujours homogène. Elle varie d'un gisement à l'autre, du jaune au jaune orangé ou au jaune pâle. Rappelons que les grains d'or exogène, par contre, présentent des couleurs différentes liées à la répartition hétérogène de l'argent.

La microsonde électronique nous a permis d'étudier le mode de répartition de l'argent dans les cristaux

d'or des différents gisements aurifères de France, de Guyane et du Canada.

Comme le montre le tableau XIX, la teneur en argent dépend des gisements et varie de 4,45 et 32,9 %.

La distribution de l'argent dans les cristaux d'or primaire est homogène (Pl. XXVI), ce qui correspond à l'homogénéité de couleur observée et explique que nous n'ayons pas jugé nécessaire d'effectuer sur l'or primaire autant d'analyses que nous en avons fait sur l'or exogène.

Il semble en général que la teneur en argent est plus faible lorsque l'or primaire est associé à une tourmaline abondante. Au contraire, cette teneur augmente lorsque l'or est associé à des sulfures (galène, blende, mispickel, boulangérite, stibine).

b) Paragenèse minéralogique des filons aurifères étudiés en France, en Guyane, au Venezuela et au Canada

Les filons aurifères des régions étudiées ont des paragenèses caractéristiques. En général, les minéraux qui accompagnent l'or dans les paragenèses sont peu nombreux et ils se trouvent en traces ou en

TABLEAU XXI
Paragenèse des filons aurifères.

	Tourmaline	Molybdénite	Scheelite	Pyrrhotine	Cubanite	Chalcopryrite	Tétraédrite	Pyrite	Or	Arsénopyrite	Tétradymite	Altaïte	Petzite	Hessite	Blende	Galène
B. Guyane Française																
1/ Saint Elie.	+			+		+		+	++	+					+	+
2/ Adieu-Vat.	++			+		+		+	+						+	
3/ Ipoucin.	+					+		+	+							
4/ Saint Léon.	+					+	+	+	++		+				+	+
5/ Devez-Changement.	+					+	+	+	++	+					+	+
6/ Destinée-Certitude.	+					+		+	+							
7/ Bouba-Soula.						+		+	+		+					
8/ Kokoye-Saint Jean.	+					+		+	+							
9/ Crique Sparouine.	+							+	+							
10/ Cormontibo.								+	+							
11/ Saül.	++	+	+	+	+	+		+	+		+					
12/ Impératrice.	+			+		+		+	+							
13/ Dorlin.	+			+		+	+	+	++	+					+	+
14/ Sophie.	+					+	+	+	++						+	+
15/ Elysées P.I.	+					+		+	+						+	+
16/ Bois-Canon.						+		+	++			+			+	+
17/ Sapokay.	+					+		+	+							
C. Venezuela																
1/ Tomi.	++							+	+							
2/ Vieux-Callao.	+					+		+	++							
D. Canada																
1/ Filons dans les granites.	++			+		+		+	+							
2/ Filons dans les mines Pamour, Dome, Preston, Mc Intyre.	+		+	+		+	+	+	++	+	+		+	+	+	+

+ présence

++ teneur élevée

faible quantité. Leur localisation dans des filons d'une même région est variable et leur proportion est plus ou moins grande selon les endroits. Les minéraux de la paragenèse n'ont pas une distribution homogène dans un même filon et donnent des groupements de formes et de dimensions variables. Ces groupements sont discontinus aussi bien dans le sens latéral que vertical; on peut ainsi conclure que la répartition de la paragenèse minéralogique dans des filons aurifères ne suit pas de loi précise.

Nous examinerons successivement les minéraux caractéristiques des paragenèses.

1) Tourmaline

Dans le cas où ce minéral est abondant (Guyane, région de Saül et Venezuela, région Tommi), les cristaux se localisent principalement vers la partie extérieure des filons et localement pénètrent dans les roches des épontes. Ces cristaux ont alors souvent des formes en bâtonnets fibrolitiques et leur allongement est perpendiculaire au plan du filon. Quand ils sont isolés à l'intérieur des filons, les cristaux sont souvent des « taches » et sont alors disposés en éventail.

Les cristaux de tourmaline sont fréquemment courbés ou brisés et les micro-fissures sont remplies de

quartz (France, région de La Boissière), de chalcoppyrite, de molybdénite, de pyrrhotine ou d'or (Canada, région de Timmins et Guyane, région de Saül).

Il s'agit d'une tourmaline très ferrugineuse et son polychroïsme est brun sombre à jaune-brunâtre.

2) Molybdénite MoS_2

La molybdénite se trouve dans des filons où la tourmaline et la wolframite sont plus ou moins abondantes. Les cristaux sont en lamelles parfois courbes (France, région de La Boissière). Localement, la molybdénite englobe des débris de cristaux de tourmaline et elle-même est englobée par des cristaux de pyrite (Guyane, région de Saül).

3) Wolframite $(\text{Fe} - \text{Mn}) \text{WO}_4$

En France, dans les filons de La Boissière, la wolframite se présente en très petits cristaux dispersés, sans orientation particulière, dans le quartz.

Ailleurs, ces cristaux ont tendance à se grouper pour former des traînées longitudinales plus ou moins régulières.

4) Scheelite CaWO_4

La scheelite est rare dans les filons aurifères; quand elle est présente, on la trouve associée soit avec la tourmaline, soit avec l'or, la pyrrhotine, la blende et la galène (Canada, région de Timmins).

En France, dans le gisement de Salau (Pyrénées), l'or est tardif par rapport à la scheelite. Il est accompagné de bismuth natif et de sulfures (bismuthine, blende, galène).

5) Pyrrhotine FeS

La pyrrhotine se trouve aussi bien dans des filons à tourmaline que dans des filons à blende et galène (France, région de Saint-Yrieix).

La pyrrhotine forme des associations capricieuses avec la chalcoppyrite.

Parfois, elle se trouve dans la blende et les inclusions sont groupées en rubans parallèles qui suivent les symétries des cristaux de blende (Canada, région de Timmins).

En Guyane (région de Saül), la pyrrhotine englobe localement des cristaux d'or.

6) Cubanite CuFe_2S_3

Il existe quelques rares cristaux de cubanite dans les filons où la tourmaline et la pyrrhotine sont abondantes.

Elle est presque toujours associée à la chalcoppyrite et à la pyrrhotine; dans ce cas, elle se localise à la périphérie des cristaux et représente donc une phase d'exsolution (Guyane, région de Saül).

7) Chalcoppyrite CuFeS_2

La chalcoppyrite est fréquemment associée à la pyrrhotine, à la tétraédrite et à la blende. La chalcoppyrite, lorsqu'elle est associée à la blende, se présente en petits cristaux ou en rubans parallèles qui suivent les symétries des cristaux de blende; il s'agit encore ici d'une phase d'exsolution.

L'association des cristaux de chalcoppyrite et d'or est peu fréquente.

8) Tétraédrite $\text{Sb}_2\text{S}_3 \cdot 4\text{Cu}_2\text{S}$

Dans les filons de blende et de galène, les cristaux de tétraédrite sont soit isolés dans le quartz, soit associés à la chalcoppyrite. En revanche, dans les filons où la tourmaline est abondante, la tétraédrite est absente.

9) Pyrite FeS_2

Bien que la pyrite se trouve dans tous les filons, sa concentration est inversement proportionnelle à celle de la tourmaline. Ce cas paraît très caractéristique dans la région du Vieux-Callao au Venezuela. En général, les cristaux de pyrite ont des formes cubiques: localement, ils sont brisés, les microfissures et les débris étant cimentés par de l'or, de la chalcoppyrite, du quartz ou de la galène.

L'association, dans les filons, de cristaux de pyrite et d'or est fréquente (France, région de Saint-Yrieix — Guyane, région de Sophie — Venezuela, région Vieux Callao et Canada, région de Timmins).

10) Arsénopyrite (mispickel) FeAsS

Ce minéral se trouve surtout dans des filons à pyrite, galène et blende. Les cristaux sont idiomorphes, en prismes allongés; ils sont généralement en groupes fréquemment brisés, cimentés par du quartz, de la pyrite, de la galène et de l'or (France, région de Saint-Yrieix). En général, comme dans le cas de la pyrite, les cristaux de mispickel contiennent localement des particules d'or libre en forme d'inclusions irrégulièrement distribuées dans leur masse. Ainsi, les relations de l'or avec le mispickel sont analogues à celles de l'or avec la pyrite.

11) Löllingite FeAs_2

La löllingite est très rare dans les filons aurifères.

En France (région de La Boissière), les cristaux idiomorphes de löllingite sont associés à de l'or, du bismuth natif et de la bismuthine.

La présence de löllingite et de bismuth natif, aussi bien dans le granite même que dans des filons de la région, montre que les solutions hydrothermales contenaient insuffisamment de soufre pour donner une paragenèse à sulfures.

12) Tétradymite $\text{Bi}_2 \text{Te}_2 \text{S}$

Ce minéral se trouve dans des filons à tourmaline abondante et aussi dans des filons à galène et blende (Canada, région de Timmins et Guyane, région de Saint-Léon et Saül).

Dans le premier cas, la tétradymite est isolée dans le quartz ou, moins fréquemment, associée à la pyrrhotine et à la chalcoppyrite. Dans le deuxième cas, elle se trouve plutôt en inclusion dans la galène et plus rarement dans le quartz.

D'après l'étude à la microsonde, les éléments constitutifs sont :

Elément	Canada		Guyane	
	Région de Timmins	Région de Saint Léon	Région de Bouba-Soula	Région de Saül
Bi.	58,6	57,8	56,0	60,6
Te.	34,5	35,8	32,9	33,2
S.	2,8	4,9	5,7	5,2
	95,9	98,5	94,6	99,0

13) Altaïte Pb Te

L'altaïte se localise en rares petites inclusions uniquement dans la galène (Guyane, région de Bois-Canon).

D'après l'étude à la microsonde, les éléments constitutifs sont :

Elément	%
Pb.	63,5
Te.	35,4
	98,9

14) Petzite $\text{Ag}_3 \text{Au Te}_2$

La petzite se trouve en petits cristaux soit dans la galène, soit isolés dans le quartz (Canada, région de Timmins).

15) Hessite $\text{Ag}_2 \text{Te}$

La hessite se trouve en petits cristaux dans la galène et associée à la petzite dans le quartz. Les cristaux sont caractérisés par des rayures de polissage et ils se ternissent très vite à l'air.

D'après la microsonde, les éléments constitutifs sont :

Elément	%
Ag.	63
Te.	37,2
	100,2

16) Blende Zn S

La blende se trouve fréquemment associée à la galène et à la pyrrhotine.

Elle se caractérise par la présence, dans sa masse, de nombreuses inclusions orientées de chalcoppyrite ou encore de pyrrhotine. Il s'agit d'une blende légèrement ferrifère. Sa lumière diffuse interne est rouge très prononcé. La blende englobe localement de l'or et d'autres minéraux; elle-même est parfois englobée par la galène.

D'après la microsonde, les éléments constitutifs sont :

Elément	%	Origine d'échantillon
Zn.	64,40	Guyane : région de Sophie
S.	32,20	
Fe.	1,24	
	97,84	

17) Galène Pb S

Elle englobe fréquemment de l'or et de nombreux autres minéraux. Elle ne se trouve pas dans les filons à tourmaline abondante. En Guyane et au Canada, les minéraux avec lesquels elle est le plus fréquemment associée sont la blende, la pyrite, l'or, la pyrrhotine, le mispickel et surtout les tellurures.

En France (région de Saint-Yrieix et Ariège), les minéraux associés à la galène sont la blende, le mispickel, la pyrite, la pyrrhotine, le bismuth natif, la bismuthine, la boulangérite, la bournonite, la jamesonite et l'or.

18) Bi natif et bismuthinite $\text{Bi}_2 \text{S}_3$

Ces deux minéraux se trouvent souvent ensemble.

En France, ils sont associés à des cristaux soit d'or et de löllingite (région de La Boissière), soit d'or et de mispickel (région de Saint-Yrieix), soit d'or, de galène et de blende (Ariège). Il semble donc que le bismuth est en général un accompagnateur de l'or.

19) Minéraux plombo-antimoniés :

boulangérite ($\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$), jamesonite ($2\text{Pb}_5\text{Sb}_2\text{S}_3$), bournonite (CuPbSbS_3)

En France, ces minéraux existent dans les filons aurifères de Saint-Yrieix (Massif Central). Ils se présentent soit en inclusions dispersées dans le quartz, soit associées avec la galène, la tétraédrite, la blende et l'or. Par endroit ces minéraux ont rempli les microfissures de cristaux brisés de pyrite et de mispickel.

Les relations de ces minéraux avec ceux de l'ensemble de la paragenèse montrent que l'antimoine est intimement lié à la minéralisation aurifère.

20) Stibine Sb_2S_3

La stibine qui peut se présenter en concentrations importantes, forme des agrégats ou des cristaux disposés en éventail.

En France (région de La Lucette), les cristaux de stibine sont associés avec des cristaux d'or et aussi avec le mispickel et la pyrite. Dans ce cas, la stibine englobe des cristaux idiomorphes de mispickel, de pyrite et de quartz.

c) Métallogénie d'ensemble des filons aurifères

Phases métallogéniques des filons aurifères. Relations avec les importantes concentrations d'or

D'après les minéraux des paragenèses, les textures du quartz et les inclusions fluides, il existe en France, en Guyane, au Venezuela et au Canada, trois phases métallogéniques ayant chacune ses propres caractéristiques.

— Première phase hypothermale

En France (région de La Boissière), elle se caractérise par la présence de tourmaline, de molybdénite, de wolframite, de Bi natif, de bismuthine, de löllingite et d'or.

En Guyane (région de Saül et d'Adieu-Vat), au Venezuela (région de Tommi) et au Canada (région de Timmins), elle se caractérise par une très grande abondance de tourmaline. Les autres minéraux sont la pyrite, la pyrrhotine, la chalcopryrite, la cubanite, la molybdénite, la tétradyomite et la scheelite.

Le quartz a toujours une texture compacte. Il est laiteux et parfois enfumé, noir bleuté ou encore transparent.

Les inclusions fluides sont à la fois de type monophasé et diphasé. Les cristaux négatifs bipyramidés existent en petit nombre.

On constate, aussi bien en France que dans les autres pays, que cette phase a donné une teneur moyenne faible en or — de quelques grammes à 18 g/t au maximum.

Economiquement, elle ne paraît pas en général très importante.

— Deuxième phase mésothermale

En France, dans la région de Saint-Yrieix, elle se caractérise par des minéraux tels que la pyrite, la pyrrhotine, la chalcopryrite, la galène, la blende, le mispickel, la boulangérite, le bismuth et la bismuthinite, la bournonite, la jamesonite, la tétraédrite et l'or.

En Guyane (régions de Sophie, Saint-Léon, Saint-Elie, Bois Canon), au Canada (région de Timmins), elle se caractérise par la pyrite, la chalcopryrite, la galène, la blende, le mispickel, des tellures et l'or.

Le quartz a fréquemment la texture saccharoïde et aussi compacte.

Les inclusions fluides dans le quartz sont très nombreuses, monophasées et diphasées.

C'est à cette phase qu'appartiennent, aussi bien en France que dans les autres pays, les importantes concentrations d'or. La teneur moyenne est de 30 à 40 g/t.

— Troisième phase épithermale

En France (région de la Lucette), elle se caractérise par du quartz à texture nettement géodique associé à du mispickel, de la pyrite, de la stibine et de l'or. Dans ce cas, cette phase a donné des concentrations d'or très importantes.

Par contre, dans les autres pays (Guyane — Venezuela — Canada), bien qu'elle se caractérise aussi par du quartz géodique, les sulfures (pyrite — chalcopryrite) sont rares et les concentrations d'or sont très faibles ; la teneur moyenne est de quelques grammes par tonne.

d) Classification géochimique des éléments des minéraux des paragenèses. Relations avec les importantes concentrations d'or filonien

D'après le tableau périodique, les éléments chimiques des minéraux de la paragenèse de France, du

Venezuela et du Canada constituent deux groupes différents.

1) Groupe du silicium

Dans ce groupe, entrent les éléments légers. Leur poids atomique varie de 10,82 à 28,80. Les éléments majeurs sont : B, O, Al et Si. Il se forme du quartz et de la tourmaline, cette dernière est associée à des éléments mineurs, tels que : Na, Mg, Ca, Ti, Mn, Fe.

2) Groupe du soufre

C'est le plus important. Il se divise en deux parties.

— Première partie

Elle comprend les éléments dont les poids atomiques varient entre 32,06 et 63,57. Les éléments majeurs sont : Fe, Cu et les éléments mineurs connus dans les sulfures de fer et de cuivre : Ni et Co. Ces éléments forment avec le soufre des minéraux tels que la pyrite, la chalcoppyrite, la pyrrhotine et la cubanite.

— Deuxième partie

Elle comprend des éléments dont les poids atomiques varient de 65,38 à 209. Les éléments majeurs sont : Zn, As, Mo, Sb, Te, Bi, Ag, Au ; les éléments mineurs des minéraux formés : Ca, Se, Cd, Sn, Pt, Ni, Co.

Avec le soufre, ces éléments forment des minéraux tels que la molybdénite, l'arsénopyrite, la blende, la tétraédrite, les tellurures, la galène, la tetradymite, la boulangérite, la bournonite, la stibine, etc.

Il peut apparaître aussi des éléments à l'état natif comme l'or, l'argent, le bismuth, etc.

Conclusion

Cette classification montre que les minéraux des paragenèses se groupent en :

- a) minéraux formés par des éléments légers ;
- b) minéraux formés par des éléments moyens ;
- c) minéraux formés par des éléments lourds.

Dans les filons de quartz aurifère étudiés, il n'existe pas dans un même filon d'association notable de tourmaline (constituée par des éléments légers) avec des minéraux constitués d'éléments lourds, galène par exemple. Les minéraux formés par des éléments moyens peuvent être associés aux minéraux formés par les éléments des deux autres groupes. L'or, bien qu'il existe associé à des minéraux formés d'éléments légers (tourmaline), est plutôt associé à des minéraux formés d'éléments moyens et surtout à des minéraux formés d'éléments lourds, tels que Pb, Zn, As, Sb, Bi.

L'or est en effet plus abondant lorsque la paragenèse d'ensemble des filons aurifères comprend soit

blende, arsénopyrite, galène, minéraux plombo-antimonieux Bi-bismuthinite et stibine (France : région du Massif Central et de La Lucette), soit blende, arsénopyrite, galène, tellurures (Guyane : région de Sophie, de Saint-Léon ; Canada : région de Timmins).

Nous pensons qu'il existe une liaison générale entre la paragenèse minéralogique et une concentration importante en or. Ce fait que l'on observe aussi bien en France que dans d'autres pays, peut être utile pour la prospection minière de l'or en général. Cependant, on constate aussi bien en France, en Guyane, au Venezuela et au Canada que la concentration de l'or dans un filon n'est pas obligatoirement liée directement à la concentration du groupe des éléments lourds. Ceci provient du fait que la concentration aurifère peut être « décalée » par rapport aux sulfures, soit dans un même filon, soit dans les filons de la même région.

e) Age absolu des remplissages des filons aurifères

Nous avons prélevé une galène de Guyane provenant de la région de Sophie. Cette galène est associée à de l'or dans un filon du secteur Gros-Chantier.

Pour la galène du Canada, nous avons pris un échantillon de la région de Timmins. Cette galène est associée à de l'or dans les filons de la mine Preston.

Les analyses isotopiques des galènes ont été faites par C. LAY du B.R.G.M., à l'Université Libre de Bruxelles, sous la direction du Professeur Docteur M. PICCIOTTO. Les galènes ont été mises en solution dans l'acide nitrique dilué et le plomb a été déposé sous forme de nitrate sur un filament de tantale. L'acide borique a été utilisé comme activateur d'émission. La valeur exacte de l'âge est incluse dans les limites supérieures et inférieures ci-dessous avec une probabilité de 99,87. Les écarts sur les rapports isotopiques sont de ± 26 avec :

$$\sigma = \sqrt{\frac{\epsilon (\Delta x)^2}{n(n-1)}}$$

Δx = écart sur une analyse

n = nombre d'analyses

Le tableau ci-après indique que nos galènes ont les âges suivants :

Guyane : 2 295 millions d'années ;

Canada : 2 961 millions d'années.

D'après ces résultats, les galènes de la Guyane et du Canada sont précambriennes. Nous ne sommes pas en mesure d'interpréter les différences existant entre ces deux âges.

En France, d'après E. RAGUIN [1961], les filons

aurifères du Massif Central (région de Saint-Yrieix) et du Massif Armoricaïn (région de la Lucette et de La Boissière) sont d'âge hercynien.

Bien que les concentrations importantes d'or peuvent avoir des âges géologiques très différents, elles

se trouvent cependant associées aux granites mis en place tardivement par rapport aux grands plissements (granites post-tectoniques).

Sur le plan pratique, ce fait peut être utile pour la prospection de l'or.

		1	2
		Canada (Timmins)	Guyane (Sophie)
Rapport isotopique	206/204	13,689 $\pm$ 0,069	15,202 $\pm$ 0,090
	207/204	14,792 $\pm$ 0,078	15,389 $\pm$ 0,096
	206/207	0,9254 $\pm$ 0,0015	0,9878 $\pm$ 0,0018
	208/204	33,984 $\pm$ 0,149	34,937 $\pm$ 0,138
Age moyen d'après la table de Pocklet (Oxford)	Limite supérieure	2 981 MA	2 324 MA
	Limite inférieure	2 943 MA	2 270 MA
	Age probable	2 961 MA	2 295 MA

4. — Tectonique

Dans les régions étudiées, la tectonique a également joué un rôle essentiel dans la mise en place des granites et la distribution des filons aurifères.

On constate en France, en Guyane et au Canada que la tectonique a guidé la mise en place des granites. Ainsi, les coupoles granitiques aurifères se trouvent soit dans des grandes fractures, soit plus ou moins éloignées de celles-ci. Dans ce deuxième cas, les coupoles granitiques se présentent isolées ou groupées en chaînons récemment mis au jour par l'érosion. La direction des chaînons peut être différente de celle des grandes fractures (France, région de Saint-Yrieix). C'est dans ce type de coupoles granitiques isolées ou en chaînons que se situent en général les importantes concentrations d'or. Celles-ci sont localisées soit au

sommet des coupoles, soit sur leur pente, soit un peu plus loin, dans les roches encaissantes. Elles sont représentées par des filons de taille variée, excédant rarement 700 m de longueur, ou par des microfilonnets disséminés dans le granite ou les roches encaissantes, réalisant des bandes silicifiées.

Les filons aurifères localisés dans les coupoles granitiques donnent en général, à cause de leur extension restreinte, des concentrations en or relativement faibles. Les importantes concentrations d'or se localisent plus ou moins au contact ou un peu plus loin dans les roches encaissantes.

En conclusion, la recherche des concentrations d'or doit être effectuée non seulement dans les coupoles granitiques localisées dans des grandes fractures mais surtout dans les coupoles isolées ou en chaînons plus ou moins éloignés de ces fractures. Dans ces cas la minéralisation aurifère se présente soit en filons soit par des bandes silicifiées des roches encaissantes.

CHAPITRE V

Etude du quartz aurifère

1. — Recherches sur la température de cristallisation de l'or primaire d'après des inclusions fluides dans le quartz associé

a) Historique

Dans ce chapitre, nous abordons le problème des inclusions fluides (cavités) dans le quartz aurifère. Tout d'abord, on constate en bibliographie que l'opinion des auteurs sur la validité des méthodes géothermométriques basées sur les inclusions fluides est variable. Pour cette raison, nous avons cherché à vérifier, par des expériences de laboratoire, si la température mesurée par la méthode de Sorby présente une signification réelle.

1) Méthode de Sorby

On utilise des cavités diphasées des cristaux, caractérisées par la présence d'un libelle gazeux en équilibre avec la phase aqueuse.

H.G. SORBY [1858] a montré qu'il suffit de chauffer les inclusions diphasées pour provoquer la réduction progressive du libelle, puis sa disparition totale sous l'effet de la dilatation de la phase aqueuse. Il admet que la température d'homogénéisation ainsi mesurée correspond à la température approximative de cristallisation du minéral, car il suppose que cette cristallisation a emprisonné un fluide homogène. Seule, la contraction au refroidissement aurait produit la formation du libelle. Ceci ne tient pas compte de la pression existant au moment de la cristallisation. D'après KENNEDY [1950], si la pression est élevée, les erreurs peuvent être de l'ordre de 95 °C.

Il existe de nombreuses mesures sur des minéraux très variés, tels que des silicates et des sulfures.

C'est dans le domaine des températures allant de 50 °C à 250 °C que les résultats les plus probants ont

été enregistrés. On a même décrit des cas où toutes les inclusions d'une préparation disparaissaient simultanément, au degré près, à la même température [RAMDOHR P., 1940]. TWENHOFEL [1941], en travaillant sur une section unique mais complète d'un grand cube de fluorine, a effectué sur celle-ci plusieurs dizaines de mesures thermométriques. Les résultats de ces mesures, reportés sur un dessin de cette section monocristalline, lui ont permis de tracer les lignes de disparition simultanée des bulles dans les inclusions.

Etudiant des dépôts zonés de blende, BALLEY S.M. et CAMERON E.W. [1951] ont, de leur côté, montré que les températures de disparition des bulles des inclusions aqueuses étaient sensiblement égales le long de bandes parallèles à la zonalité des cristaux. On peut donc parler de zones thermiques d'accroissement.

Dans le même ordre d'idée, G. DEICHA a effectué un certain nombre de mesures thermométriques sur les inclusions aqueuses de minéraux du massif du Mont-Blanc, en particulier dans le quartz laiteux des veines qui recoupent la protogine, les schistes cristallins et la couverture sédimentaire secondaire. Ces mesures montrent une décroissance générale de la température de disparition du libelle quand on passe de la protogine au Jurassique. La différence entre les températures extrêmes obtenues au cours de cette expérience est de l'ordre de 200 °C.

D'après G. DEICHA : « L'emploi de la méthode de Sorby permet des déterminations thermométriques fort suggestives, tant à l'échelle des cristaux qu'à celle des agrégats minéraux. Il est certain, par contre, que l'assimilation de la température de disparition des bulles des inclusions aqueuses à la température de formation de ces inclusions, telle que l'admettait Sorby, mérite d'être mise en question. Il s'agit d'une approximation qui ne peut être acceptée que pour les minéraux formés soit à la surface de la terre, soit au voisinage immédiat de celle-ci. Il n'est, par contre, pas possible de négliger systématiquement

la compressibilité des solutions aqueuses à des températures plus élevées ni à la pression subie par ces solutions au moment de leur emprisonnement dans les profondeurs de l'écorce terrestre ».

2) Méthode de Scott et Smith

Il y a quelques années, une méthode indirecte a été proposée [SCOTT H.S., 1948] pour tourner les difficultés expérimentales des observations thermométriques au microscope.

Cette méthode constitue une application des mesures acoustiques à la minéralogie, en mettant à contribution la décrépitation des cristaux qui contiennent des inclusions liquides (et dont le crépitements du sel marin modérément chauffé est l'aspect familier).

Comme l'ont montré SMITH F.G. et LITTLE [1953], il faut tenir compte dans cette méthode, de la vitesse de chauffage qui fait varier les températures de décrépitation.

D'après G. DEICHA, quelques essais sur des gangues (quartz, calcite, barytine, fluorine) de gîtes du type B.P.G. (blende, pyrite, galène) ont fourni des températures de décrépitation allant de 130 °C à 270 °C. Personnellement, j'ai appliqué cette méthode au quartz des gisements aurifères de Guyane, du Venezuela et du Canada ; les températures obtenues sont indiquées dans le tableau XX. Pour améliorer la méthode, nous avons utilisé la variante indiquée dans l'introduction. Cette méthode donne des résultats incertains.

En effet, les dislocations liées à la croissance des cristaux, la dilatation thermique des cristaux aux températures élevées, les clivages, influent beaucoup sur les résultats obtenus. G. DEICHA écrit à ce sujet : « Personnellement, je n'ai pu me libérer entièrement de l'idée que les bruits entendus provenaient, au moins pour une part, d'autres causes que celles prévues par la théorie ».

En principe, cette méthode suppose le bien fondé du point de vue de Sorby (homogénéité du fluide au moment de la cristallisation) mais il n'est pas exclu que certaines décrépitations se produisent sans que l'homogénéisation soit atteinte. Il y a là une autre cause d'erreur.

b) Expériences personnelles

Il y a une autre objection très importante au principe de Sorby : c'est l'emprisonnement possible de gaz en excédent avec le liquide au moment de la cristallisation. J'ai réalisé à cet effet quelques expériences personnelles.

J'ai fait cristalliser du NaCl et aussi du CuSO₄ à 20° à la pression atmosphérique dans de l'eau de Vichy qui contenait du CO₂ en solution.

J'ai laissé auparavant reposer cette eau pendant 3 heures pour que le CO₂ dissous dans l'eau minéralisée se trouve en équilibre avec la phase aqueuse et qu'il n'y ait pas de bulles en suspension.

Au microscope, j'ai pu suivre l'évolution de la croissance des cristaux de NaCl et aussi la formation des cavités. On constate que les vitesses de croissance des cristaux, en suivant les directions perpendiculaires aux plans (100), (010) et (001), sont égales. Ainsi, la forme cubique des cristaux demeure du début jusqu'à la fin de la croissance.

Cependant, dans une direction donnée de l'espace, la vitesse de croissance présente, sur des surfaces locales des plans réticulaires, des perturbations importantes et localement la vitesse de croissance peut être nulle. Dans ce cas, les nouveaux plans réticulaires ne couvrent pas entièrement la surface des plans précédemment formés : ils s'arrêtent près des régions où la vitesse de croissance est nulle. Ainsi, il se forme durant la croissance une cavité dans l'espace du cristal qui reste ouverte jusqu'à ce que les plans réticulaires formés plus tardivement la ferment. Le fluide emprisonné dans ces cavités peut être H₂O liquide, l'inclusion est alors monophasée, ou un mélange de H₂O liquide et de CO₂ gazeux, l'inclusion est alors diphasée.

Ce phénomène s'explique parce que l'équilibre ci-dessous est très instable, même à P = 1 atm. et T = 20° et suit la réaction réversible suivante :



La constante d'équilibre sera :

$$K = \frac{C_{\text{H}_2\text{O}} C_{\text{CO}_2}}{C_{\text{H}_2\text{CO}_3}} \quad (2)$$

(C = concentration moléculaire exprimée en molécules-grammes par litre).

On constate que, pendant la croissance des cristaux de NaCl, la concentration de l'eau diminue à cause de l'évaporation lente. Il faut donc, pour que la constante d'équilibre K se conserve, que la concentration du H₂CO₃ diminue. Par conséquent, le H₂CO₃ se décompose en donnant du H₂O + CO₂ comme l'indique la réaction (1). Les atomes de CO₂ ainsi libérés peuvent demeurer dans la solution à l'état instable et se réunir pour former une bulle dans la portion de solution qui s'est trouvée emprisonnée dans une cavité du cristal au cours de son développement. D'autre part, l'équilibre (1) est rompu facilement par de petits mouvements du fluide ou par des gradients de pression dus au phénomène de capillarité

pendant la fermeture des cavités. Par exemple, en enfouissant lentement une aiguille fine dans la solution en équilibre, le H_2CO_3 se décompose et le CO_2 forme des bulles gazeuses.

On peut penser en général que cette instabilité de la réaction (1) est peut-être une des causes de la présence très fréquente du CO_2 dans les cavités des minéraux. L'instabilité paraît d'ailleurs croissante avec la température.

Ainsi, pendant la croissance des cristaux de sel gemme et de sulfate de cuivre, il se forme des cavités remplies de libelles gazeux en équilibre avec la phase aqueuse comme il en existe dans les cristaux naturels (Pl. XXVII). En outre, il se forme aussi des cavités en cristaux négatifs. Ces cavités sont monophasées ou diphasées.

D'autre part, les bulles sphériques d'expulsion de CO_2 ont été aussi emprisonnées dans les cristaux de sel pendant leur croissance. Les bulles d'expulsion se comportent vis-à-vis de la croissance des cristaux

de sel comme un corps étranger et la croissance des cristaux n'est pas gênée.

Ces bulles ont conservé la forme sphérique primitive ou se sont aplaties à cause, probablement, de la force de croissance (Pl. XXVIII). Les bulles d'expulsion enfermées dans les cristaux de sel sont restées monophasées.

Comme le montre la figure 16, la température d'homogénéisation des cavités diphasées dépend du diamètre des libelles et varie de 80° à 120° et pourtant la cristallisation s'est toujours effectuée à la température ordinaire. Nous avons donc la démonstration de l'inexactitude du principe de Sorby dans les conditions ci-dessus.

c) Interprétation des résultats

Pendant la croissance des cristaux de NaCl que nous avons étudiée, on constate que des cavités se réalisent de deux façons :

- premier cas : par discontinuité locale de la croissance ;
- deuxième cas : par emprisonnement d'une portion de la solution nourricière.

Dans le premier cas, les cavités ont tendance à se présenter en cristaux négatifs (cavités ayant une forme géométrique, cubique ou parallélépipédique).

Par contre, dans le deuxième cas, la forme des cavités est variée, ovoïde ou irrégulière.

La planche XXVIII présente les différents stades de croissance de cristaux de NaCl . On constate que des bulles de CO_2 , existant dans la solution nourricière, sont englobées dans les cristaux, réalisant ainsi des cavités dans l'espace cristallin. Tout se passe comme si la solution nourricière (H_2O et CO_2) emprisonnée dans l'espace cristallin formait un barrage local pour la croissance sans que la croissance d'ensemble du cristal soit gênée.

Ces deux catégories de cavités se forment localement dans le même cristal de NaCl comme on le constate dans des minéraux naturels.

Dans les cavités où les deux phases existent (H_2O et CO_2), la séparation des phases et leur équilibre se réalisent après la fermeture complète des cavités.

Les libelles de CO_2 se trouvant dans ces cavités diphasées ont toujours une forme sphérique comme c'est le cas dans les minéraux naturels. La forme sphérique des libelles de CO_2 est due aux forces des tensions superficielles.

Pendant l'homogénéisation des deux phases (H_2O et CO_2) par chauffage régulier, on constate, au fur et à mesure que la température augmente, que la diminution du volume du libelle du CO_2 est progres-

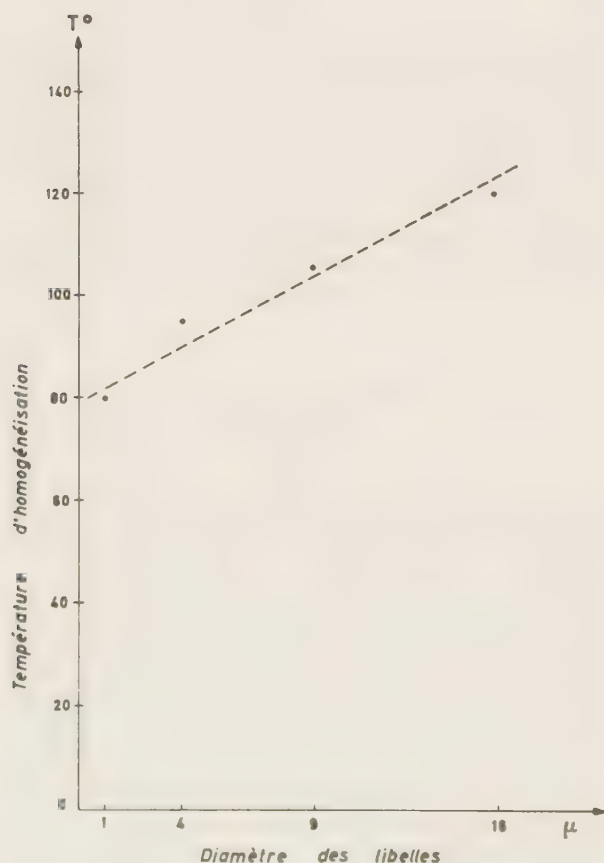


FIG. 16. — La figure montre la courbe de la température d'homogénéisation mesurée sur les cavités diphasées de NaCl en fonction des diamètres des libelles de CO_2 .

sive. En refroidissant, on constate que cet équilibre est réversible.

Ainsi, la température d'homogénéisation mesurée est une température de changement de phases en équilibre dans un système fermé et par conséquent elle dépend de la dimension du libelle (quantité de CO_2).

L'explication des différences de température d'homogénéisation en fonction du diamètre du libelle s'explique par la considération suivante.

Comme on sait, lorsqu'on fait varier la surface s (dans notre cas, diminution de diamètre du libelle) entre deux phases en équilibre, il faut fournir un travail.

$$dw = \sigma ds$$

Le coefficient σ est appelé tension superficielle.

La variation d'enthalpie libre d'évolution s'écrit :

$$dG = V dp - S dT + \sigma ds$$

$$\text{or } dG = \left(\frac{\partial G}{\partial T}\right)_{P,s} dT + \left(\frac{\partial G}{\partial P}\right)_{T,s} dP + \left(\frac{\partial G}{\partial s}\right)_{T,P} ds$$

$$\text{donc } \left(\frac{\partial G}{\partial s}\right)_{T,P} = \sigma$$

σ représente donc aussi « l'enthalpie libre de surface » rapportée à l'unité de surface dans les conditions données de température et de pression. Ceci signifie que l'énergie à fournir pour l'homogénéisation dépend de s , c'est-à-dire du diamètre des libelles. Le diamètre du libelle de CO_2 dans les cavités du même cristal est variable. Il dépend de la quantité de CO_2 se trouvant dans la solution nourrisière et ne présente aucune relation avec la température réelle de formation des minéraux.

Ainsi, pour les minéraux formés à basse température (20° à 30°), la température mesurée par la méthode de Sorby (homogénéisation des phases) est supérieure à la température réelle de cristallisation.

Par contre, pour les minéraux formés à haute température (400° à 600°), la température d'homogénéisation est inférieure. Dans ce cas, la séparation des phases gaz-liquide ne se réalise pas pendant la croissance des minéraux mais au cours du refroidissement.

La différence entre la température réelle de cristallisation des minéraux et la température mesurée par la méthode de Sorby peut être grande.

On peut conclure que les cavités peuvent avoir différentes origines et que la température d'homogénéisation ne représente pas la température réelle de formation des minéraux.

Conclusion

Il n'existe pas une méthode précise permettant la détermination de la température réelle de formation des minéraux et ce problème reste ouvert aux futures recherches.

d) Résultats obtenus sur les quartz aurifères de Guyane, du Venezuela et du Canada. La texture du quartz des filons aurifères, les inclusions fluides et leur température de décrépitation

1° Texture du quartz

Les quartz des filons aurifères présentent trois textures différentes :

- a) une texture saccharoïde ;
- b) une texture massive et compacte ;
- c) une texture géodique ou en mosaïque.

a) Texture saccharoïde

Le quartz se caractérise par une association de petits cristaux allotriomorphes qui ont à peu près la même dimension. Il est très poreux, très friable et a une couleur laiteuse ou encore brunâtre. Lorsqu'il y a des infiltrations d'oxydes de fer, les grains ont des contours irréguliers, dentelés ou, moins fréquemment, arrondis. Le quartz ayant cette texture se localise au toit et au mur des filons, en placage discontinu parallèle à la direction des filons.

Dans le cas où les filons ont une épaisseur faible, ils sont constitués entièrement par du quartz ayant cette texture. La forme arrondie des cristaux semble être liée au lessivage et aux infiltrations d'eau. En plaque mince sous le microscope, les grains laissent entre eux de petits espaces vides. Cette texture saccharoïde du quartz est indépendante des roches dans lesquelles se trouvent les filons.

La texture de ce quartz est liée à son mode de cristallisation et ne provient pas de phénomènes dynamiques. En général, cette texture joue le rôle d'une « éponge » et l'or se localise mieux dans celle-ci que dans les autres textures.

b) Texture massive et compacte

Le quartz compact a une couleur laiteuse ou, plus rarement, bleutée ou encore un éclat hyalin. La teinte bleutée est due à des inclusions solides constituées par des sulfures et de l'or qui provoquent une diffusion de la lumière.

La taille des inclusions solides que nous avons pu mesurer est de l'ordre de 1μ et un nombre important de celles-ci sont transparentes.

c) Texture géodique ou en mosaïque

Le quartz forme de nombreux cristaux bipyramidés, plus ou moins déformés et parfois disposés en « peigne ». Les allongements des cristaux sont localement parallèles ou encore entrecroisés. Leur dimension ne dépasse pas 5 cm.

2° Les inclusions fluides

Il est très caractéristique de noter que les inclusions fluides, dans le quartz des filons étudiés, sont très petites et nombreuses : comme ordre de grandeur, il y a environ 200 000 inclusions par cm^2 de surface dans une esquille de quartz.

Nous avons étudié avec G. DEICHA environ une centaine d'échantillons de quartz des différentes régions de notre travail. Pour la mesure des températures de décrépitation, nous avons appliqué la technique nouvelle que nous avons mise au point avec G. DEICHA. On trouve dans les quartz deux catégories d'inclusions : des inclusions primaires et des inclusions secondaires.

a) Inclusions primaires

Répartition : les inclusions primaires sont distribuées à peu près régulièrement dans la masse du quartz, en particulier dans les cristaux de quartz saccharoïde, ce qui confirme que la texture de ce dernier dépend du mode de cristallisation.

Morphologie : la forme des inclusions est très variable, tant d'une esquille à l'autre qu'au sein de la même esquille.

Les formes les plus caractéristiques sont :

- 1) des formes géométriques (cristaux négatifs),
- 2) des formes à contours amiboïdes,
- 3) des formes aplaties,
- 4) des formes allongées, en tubes.

Les inclusions de forme géométrique sont peu nombreuses et toujours bipyramidées. Elles sont localisées dans des filons de quartz à tourmaline abondante et dans des filons de quartz à galène et blende. Elles sont moins fréquentes dans le quartz à texture géodique.

Les inclusions aplaties sont plus fréquentes et, statistiquement, elles prédominent dans les inclusions les plus grandes.

Les autres inclusions se trouvent partout.

En général, la morphologie des inclusions semble être liée à leurs dimensions; plus elles sont petites, plus leur forme a des contours amiboïdes.

Nature du remplissage : les inclusions sont monophasées ou diphasées.

La méthode par écrasement préconisée par G. DEICHA nous montre qu'il y a fréquemment du gaz

sous pression dans les inclusions. Nous avons vérifié avec le réactif $\text{Ba}(\text{OH})_2$ que ce gaz est du CO_2 .

Les inclusions monophasées contenant uniquement du CO_2 se localisent surtout dans les filons de quartz à tourmaline abondante. Nous n'avons pas trouvé de telles inclusions dans les filons de quartz à texture géodique où les inclusions monophasées sont uniquement aqueuses.

Les inclusions diphasées sont localisées dans les filons de quartz à tourmaline et dans les filons de quartz contenant divers sulfures tels que l'arsénopyrite, la blende, la galène. Elles sont rares dans les filons de quartz à texture géodique. Ces inclusions contiennent H_2O et CO_2 .

Dans tous les cas, il existe aussi des inclusions opaques contenant un précipité qui donne une lumière diffuse jaune-brunâtre, correspondant probablement à des oxydes de fer.

b) Les inclusions secondaires

Les inclusions secondaires sont petites et orientées suivant divers systèmes de microfissures. Elles sont monophasées et diphasées, contenant H_2O et CO_2 . Elles aussi sont localement opaques.

3° Température d'éclatement des inclusions

Le tableau XXII donne une idée générale de la variation de la température d'éclatement des inclusions primaires du quartz des régions étudiées.

Conclusion

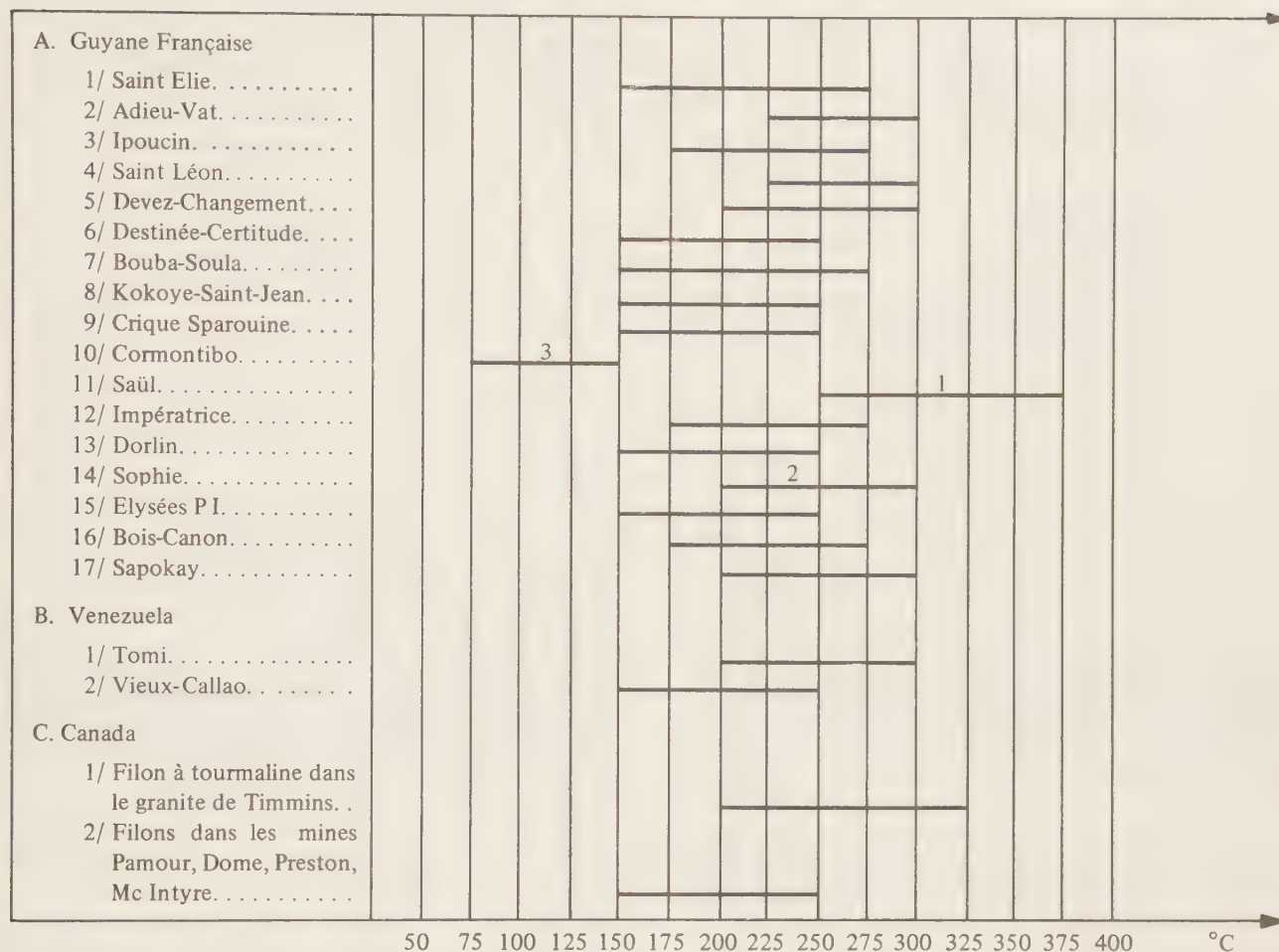
Nous avons vu que les méthodes de Sorby et de Scott-Smith ne permettaient pas de connaître la température réelle de cristallisation des minéraux. Les résultats obtenus ne donnent qu'un ordre de grandeur très approximatif de cette température.

Nous avons trouvé en moyenne 225 °C pour les filons à sulfures, 300 °C pour les filons à tourmaline et 100 °C pour les filons à quartz géodique.

2. — Étude quantitative du gaz carbonique dans le quartz aurifère

Dans les gisements aurifères étudiés, on constate fréquemment une liaison entre la concentration de l'or et la concentration des inclusions fluides diphasées du quartz. Plus la concentration des inclusions fluides est grande, plus la teneur en or est élevée. Nous avons constaté au microscope que ces inclusions fluides se trouvent parfois tapissées par une très fine pellicule d'or.

TABLEAU XXII
Température de décrépitation des inclusions fluides.



1 : quartz bleuté

2 : quartz saccharoïde

3 : quartz géodique

Température →

Nous avons pu mettre au point une méthode permettant de mesurer l'acidité des fluides inclus dans un minéral riche en inclusions. Il s'agit en fait de doser l'anhydride carbonique qui forme avec l'eau les constituants prédominants des inclusions. La méthode est basée sur la décoloration d'une solution alcoolique de phénolphthaléine ; elle s'est avérée d'une sensibilité appropriée.

a) Mode opératoire

On prépare 100 cm³ d'une solution alcoolique de phénolphthaléine à 0,1 % et l'on ajoute quelques gouttes d'une solution aqueuse de soude à 0,1 % pour amener le pH entre 9,3 et 10. La liqueur est de

couleur rose soutenu. On introduit 5 cm³ de cette liqueur dans un tube de verre soudé par l'araldite dans un mortier en agate. On décolore par addition d'une solution aqueuse d'acide acétique à 0,1 %. On note le nombre n de cm³ nécessaires pour obtenir cette décoloration. On vide et on lave le tube. On introduit dans le tube 5 cm³ de la solution de phénolphthaléine et 1 g du quartz étudié sous forme d'esquilles de 1 à 2 mm. Cette matière est ensuite broyée au fond du tube et dans le liquide. La poudre atteint ainsi une granulométrie de l'ordre de quelques µ. On achève de décolorer le liquide par addition d'acide acétique, ce qui nécessite n' cm³. La différence n - n' est proportionnelle à la quantité d'acide, ici d'anhydride carbonique, libéré par le broyage. On peut calculer que 1 cm³ de la solution acétique correspond

TABLEAU XXIII
Teneur en CO₂ du quartz.

Caractéristiques du quartz	mg du CO ₂ /g du quartz	Minéraux associés
Quartz noir-bleuté (région Tommi, Venezuela)	0,184 – 0,210	Tourmaline abondante Or peu abondant
a) Quartz à texture saccharoïde Région Sophie, Guyane	0,250 – 0,275	Sulfures abondants galène – blende pyrite – tellures
b) Quartz compact laiteux 1/ Région Sophie, Guyane	0,300 – 0,315	Or abondant
2/ Région Timmins (Mine Domme) Canada	0,295 – 0,320	
3/ Région Saint Yrieix France	0,260 – 0,280	
Quartz géodique Région Cormotibo, Guyane	0,050 – 0,065	Sulfures rares Or peu abondant

à 0,38 mg d'anhydride carbonique. Notons que l'anhydride carbonique de l'atmosphère n'intervient que très lentement et ne gêne pas la mesure : il faut en effet plus de 24 heures pour décolorer la solution de phénolphtaléine à l'air libre.

b) Résultats obtenus

L'application de la méthode montre que le quartz

saccharoïde et massif, associé aux sulfures (galène, blende, pyrite) et aux tellures présente une concentration en CO₂ nettement plus grande que celle du quartz à texture géodique. Le quartz bleuté présente une concentration en CO₂ intermédiaire.

Ces résultats confirment que la concentration en or est d'autant plus grande que la proportion de la phase fluide est élevée.

Conclusions générales

1. — Étude minéralogique des alliages d'or naturels

a) Propriétés optiques

Nous avons étudiés les constantes optiques telles que : pouvoir réflecteur, coefficient d'absorption et indices de réfraction. On a pu montrer que dans la partie intermédiaire du spectre (5 000 à 5 400 Å), le pouvoir réflecteur augmente régulièrement avec la concentration en argent et l'allure des courbes tend à être linéaire.

La courbe obtenue permet des dosages rapides de l'argent de 0 à 25 % avec une erreur absolue d'environ 2 %.

b) La dureté

La dureté des minéraux est une constante physique très complexe et très peu étudiée. Notre étude a montré que la dureté des alliages d'or augmente régulièrement avec la concentration en argent. La courbe obtenue permet aussi une évaluation rapide de l'argent dans les alliages.

c) Anisotropie de l'or et des alliages

On sait que l'or et ses alliages cristallisent dans le système cubique à faces centrées et doivent être, par conséquent, obligatoirement isotropes. Cependant, en examinant les sections polies de ces minéraux au microscope à réflexion, on observe fréquemment une légère anisotropie.

L'étude radiocristallographique a montré que cette anisotropie n'est pas liée à la déformation du réseau (surstructures) et l'on pense qu'elle peut avoir différentes causes dynamiques d'origine soit artificielle (réalisation de sections polies) soit naturelle.

Nous avons constaté, par ailleurs, que la variation

des distances interréticulaires de l'alliage naturel Au + 27,7 % Cu suit la loi de Vegard.

d) La transparence dans le visible de l'or et des sulfures

En métallurgie, on fabrique, par évaporation de l'or dans le vide, des couches très minces d'or, transparentes dans le visible.

On peut aussi faire des couches très minces d'or par laminage. Nous sommes arrivés au même résultat en utilisant une nouvelle méthode que nous avons mise au point aussi bien pour l'or que pour les sulfures considérés actuellement comme opaques.

Nous avons présenté une vue d'ensemble des propriétés optiques de l'or et des sulfures (20 minéraux) en lumière transmise.

Ces résultats ne présentent qu'une partie des possibilités offertes par la méthode des lames ultra-minces, possibilités qui seront développées dans des travaux ultérieurs.

2. — Étude cristallographique de l'or et de la pyrite associés

Nous avons pu réaliser expérimentalement des cristaux d'or de formes hexagonales, en étoile et sphériques. Les formes hexagonales et en étoiles sont dues aux macles par mériédrie réticulaire.

L'étude des formes sphériques (naturelles et artificielles) de l'or et de la pyrite a montré qu'il s'agissait d'un nouveau mode de croissance cristalline. Les éléments de symétrie et les opérations qui les accompagnent se répètent successivement dans l'espace cristallin ; d'abord dans chaque cristallite, ensuite entre les cristallites elles-mêmes, enfin entre des groupes de cristallites. Dans cette nouvelle croissance, les cristallites ne présentent pas le même degré de liberté, comme cela se produit généralement dans les monocristaux.

3. — L'or exogène

Nous avons présenté les trois différentes générations d'or exogène naturel connues aussi bien en France que dans d'autres pays.

La première génération se caractérise par une texture géodique. L'or présente soit des formes sphériques, soit des formes allongées. Les teneurs en Ag y sont variables et se reproduisent avec une certaine rythmicité.

La deuxième génération se présente en agrégat et elle se caractérise par des teneurs en Ag variées mais homogènes.

La troisième génération correspond à des cristaux idiomorphes en forme de cube et cube-octaèdre. Ils sont situés en groupes ou en auréoles autour des cristaux de la deuxième génération dont ils remplissent localement les interstices : ils sont alors allotriomorphes. L'or est presque toujours pur et la teneur en Ag ne dépasse pas 1,5 %. Cette troisième génération se localise dans les parties très oxydées des cristaux naturels de pyrite représentées par de minces cloisons d'oxydes de fer bien cristallisés.

Les expériences sur la solubilité et la recristallisation de l'or primaire pendant l'oxydo-réduction des sulfures aurifères (pyrite - mispickel) ont montré que l'or primaire des sulfures passe en solution et ensuite qu'il recristallise.

Ainsi, on peut penser que le transport de l'or de première génération s'est effectué sous forme de particules fines en suspension, chaque groupe de particules ayant une teneur propre en argent.

La deuxième génération présente des caractéristiques communes avec l'or primaire. Elle peut correspondre à des particules d'or primaire ayant subi un transport mécanique et ensuite un nourrissage.

La troisième génération est formée par l'or mis en solution au cours de l'oxydo-réduction des sulfures aurifères. Ce transport de l'or dans la zone d'oxydation semble s'effectuer selon plusieurs processus qui contribuent soit individuellement soit combinés les uns aux autres à former les agglomérats d'or exogène.

4. — L'or primaire

a) Migration de l'or primaire dans les granites

Durant l'évolution des granites, si la concentration primaire de l'or est importante, il se produira succes-

sivement deux migrations d'or et seule la migration tardive donnera des gisements aurifères importants.

La migration de l'or dans les granites suit plus ou moins la phase finale siliceuse de la formation des roches granitiques. Dans ce cas, nous avons constaté que l'or se trouve en particules libres associé avec le quartz et les feldspaths des granites.

b) Répartition de l'or dans les roches

L'or en faible concentration se trouve dans toute les roches à une teneur variant de 5 à 30 mg/t. Cette faible concentration ne permet pas d'expliquer la genèse des gisements aurifères par une simple reconcentration de l'or existant dans les roches encaissantes pendant la mise en place des venues granitiques.

Pour que se réalise une reconcentration de l'or pendant la transformation intense des roches d'origine détritique, il est nécessaire que l'or ait été préconcentré dans ces roches.

c) Caractéristiques minéralogiques et métallogéniques de l'or primaire. Paragenèse minéralogique des filons aurifères

Nous avons constaté qu'il existe une liaison générale entre la paragenèse minéralogique et la concentration d'or.

L'or est plus abondant lorsque la paragenèse d'ensemble des filons aurifères comprend soit blende, pyrite, mispickel, galène, minéraux plombo-antimoniens, Bi-bismuthinite et stibine (France : Massif Central et Massif Armoricaire), soit blende, pyrite, mispickel, galène, tellurures (Guyane, Canada).

Ce fait observé aussi bien en France que dans d'autres pays peut être utile pour la prospection de l'or.

d) Age absolu des importantes concentrations d'or

Les analyses isotopiques des galènes ont montré que les filons aurifères du Canada (région de Timmins) et de Guyane sont d'âge précambrien. En France, d'après M. RAGUIN, les filons aurifères du Massif Central (région de Saint-Yrieix) et du Massif Armoricaire (région de La Lucette et de la Boissière) sont d'âge hercynien.

Les concentrations importantes d'or peuvent donc avoir des âges très différents.

e) Tectonique

La recherche des importantes concentrations d'or doit être effectuée non seulement dans les coupoles granitiques localisées dans des grandes fractures mais aussi dans les coupoles isolées ou en chaînons situées plus ou moins loin de ces fractures.

f) Recherche sur la température de cristallisation de l'or primaire d'après l'étude des inclusions fluides dans le quartz associé

Nous avons vu que les méthodes de Sorby et de Scott-Smith ne permettaient pas de connaître la température réelle de cristallisation des minéraux. L'expérience réalisée sur les cristaux de NaCl a permis de voir que la température d'homogénéisation des inclusions diphasées dépendait du diamètre des libelles.

Les résultats de température de décrépitation que nous avons obtenus, 225 °C pour les filons avec sulfures, 300 °C pour les filons à tourmaline et 100 °C pour les filons à quartz géodique doivent donc être considérés comme peu significatifs de la température de cristallisation du quartz.

g) Etude quantitative du gaz carbonique dans le quartz aurifère

Dans les gisements aurifères étudiés, on a constaté fréquemment une certaine liaison entre la concentration de l'or et celle des inclusions fluides (cavités remplies en général par CO₂ et H₂O) qui se trouvent dans le quartz : plus la concentration des inclusions fluides est grande, plus la teneur en or est élevée.

Nous avons constaté d'autre part, en mesurant l'acidité des fluides des inclusions par une méthode que nous avons mise au point, que le quartz associé aux importantes concentrations d'or primaire présente une quantité de CO₂ de l'ordre de 250 à 320 mg/g de quartz, plus grande que celle du quartz stérile.

5. — Conclusions minières

a) Recherche de l'or filonien associé aux granites

Au terme de cette étude, il semble que la recherche des gisements d'or filonien associés aux granites peut être guidée par les facteurs géologiques et minéralogiques suivants :

- présence de coupoles granitiques post-tectoniques. Les coupoles de petite dimension, isolées ou en chapelets, paraissent les plus favorables ;
- les champs filoniens peuvent être plus ou moins près du contact avec les coupoles granitiques ;
- la paragenèse des filons peut également servir de guide :
 - en France : blende, pyrite, mispickel, galène, bismuth, bismuthinite, minéraux plombo-antimoniés et stibine ;
 - au Canada, en Guyane, au Venezuela : blende, pyrite, mispickel, galène, tellures.

Dans les régions où ces guides existent, les travaux de reconnaissance doivent être conduits en profondeur. En France, le Massif Central et le Massif Armoricain méritent une étude approfondie.

En Guyane Française, tous les travaux de recherche de gisements aurifères filoniens sont superficiels ou peu profonds. Nous pensons qu'il y a encore une large possibilité pour qu'existent des gisements aurifères exploitables en profondeur.

b) Recherche de l'or exogène

Du fait que l'or se recristallise, une étude des roches latéritisées mérite d'être entreprise dans les régions aurifères, ainsi qu'une étude des sédiments d'origine détritique (roches, sédimentaires, placers, etc.).

Dans ces deux cas, on peut localement découvrir des gisements exploitables.

Références bibliographiques

- ARNOULD M. (1961). — Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. *Mém. B.R.G.M., Fr.* n° 3, 175 p., 44 fig., 12 pl.
- BADALOVA R.P., NIKOLAIEVA E.P., TOLKACHEVA L.F. (1968). — Etude de la microdureté des minéraux du groupe or-argent des gîtes d'or de l'Uzbekistan. In « Fizicheskie svoystva redkometal'nykh mineralov. I. Metody ikh issledovaniya », p. 72-75, 2 fig., 1 dpl.
- BATEMAN (1949). — Oxydation et enrichissement secondaire. Extrait, 45 p.
- BAUD L. (1942). — Sur la présence d'or libre dans les roches basiques du cercle de Kaya (Haute Côte-d'Ivoire). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 214, p. 380-382.
- BAYLEY S.W., CAMERON E.N. (1951). — Temperatures of mineral formation in bottom-run lead-zinc deposits of the upper Mississippi valley, as indicated by liquid inclusions. *Econ. Geol., U.S.A.*, 46, n° 6, p. 626-651, 8 fig.
- BLANCHOT A. (1955). — Le Précambrien de Mauritanie occidentale. Thèse Doct. Sci. nat. Fac. Sci. Univ. Nancy, 1953. Dakar, Grande Impr. afr., 1 vol., 310 p., 44 fig., 20 pl., 8 dpl., 5 cartes coul. dpl. h.-t.
- BONSHTEIN-KUPLECKAJA E.M., CHUKHROV F.V. (1960). — Mineralogy. T. 2.
- BOUSSAS H. (1925). — Propagation de la lumière ; théorie de la réflexion vitreuse et métallique. Paris, Delagrave, 1 vol., XX + 480 p.
- BOWEN N.L. (1928). — Geological thermometry. In « Laboratory investigation of ores ». McGraw-Hill, p. 192-197.
- BOYDELL H.C. (1924). — The role of colloidal solutions in the formation of mineral deposits. *Bull. Instn. Min. & Metall., G.B.*, n° 243, 108 p., 2 fig.
- BRINCK J.W. (1956). — Goudafzettingen in Surinam (Gold deposits in Surinam). *Leidse geol. Meded.*, deel 21, afl 1, p. 1-246, 82 fig., 1 carte.
- BRODE W.R. (1952). — Chemical spectroscopy. New-York, John Wiley & Sons Inc., 677 p.
- CASTAING R. (1952). — Application des sondes électroniques à une méthode d'analyse ponctuelle chimique et cristallographique. Thèse Fac. Sci. Univ. Paris. Publ. Off. nation. Et. Rech. aéronaut., Fr., n° 55, 92 p., 38 fig.
- CAYE R., CERVILLE B.D. (1968). — Détermination de l'indice non transparents. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 91, de réfraction et du coefficient d'absorption des minéraux p. 284-288, 5 fig.
- CHAPPELLE (s.d.). — Les défauts ponctuels des cristaux ioniques. Notes prises au cours de M. Chapelle, Professeur en Sorbonne par G. Machairas.
- CHUKHROV V. (1947). — La migration de l'or dans la zone d'oxydation. *Izvest. Akad. Nauk S.S.S.R.*, n° 4, p. 117-126.
- CURIEN H., DONNAY J.D.H. (1959). — The symmetry of the complete twin. *Amer. Mineralogist*, 44, n° 9-10, p. 1067-1070.
- CURIEN H., LE CORRE Y. (1958). — Notations des macles à l'aide du symbolisme des groupes de couleurs de Choubnikov. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 81, p. 126-132, 2 fig.
- DANA J.D. (1955). — The system of mineralogy. London.
- DAVIDENKO N.M. (1966). — Elévation du titre de l'or lors de son passage à l'état alluvial. *Akad. Nauk S.S.S.R., sibir. Otd., Trudy Inst. Geol. Geofiz.*, n° 12, p. 116-117.
- DEICHA G. (1950). — Essais par écrasement de fragments minéraux pour la mise en évidence d'inclusions de gaz sous pression. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 73, p. 439-445, 1 fig.
- DEICHA G. (1951). — Mesure directe de la température d'homogénéisation d'inclusions fluides triphasées. *C.R. Soc. géol., Fr.*, p. 249-250.
- DEICHA G. (1952). — Dispositif expérimental pour l'observation directe de la décrépitation des inclusions liquides d'origine hydrothermale. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, n° 75, p. 237-245, 2 fig.
- DEICHA G. (1955). — Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Signification dans la genèse des gîtes minéraux et des roches. Paris, Masson, 1 vol., 126 p., 13 fig., 12 pl. h.-t.
- DMITRIEV S.D. (1949). — Emploi du microscélromètre PMT 2 de MM. Khrushchov et E.S. Berkovich pour la détermination des minéraux. *Zap. vsesojuzn. miner. Obshch. S.S.S.R.*, 78, n° 4, p. 241-252, 8 fig. Trad. M^{me} Biraud, *B.R.G.M., Fr.* n° 2163 - (R).
- DODE M. (s.d.). — Les solutions. Les cours de la Sorbonne.
- DUCROS P., LAJZEROWICZ-BONNETEAU J. (1967). — Problèmes de cristallographie. Paris, Dunod, 1 vol., 118 p.
- EALLES H.V. (1967). — Reflectivity of gold and gold-silver alloys. *Econ. Geol., U.S.A.*, 62, n° 3, p. 412-420, 4 fig.
- EMMONS W.H. (1937). — Gold deposits of the world. New-York, London, McGraw-Hill Book Co., 1st ed., 1 vol., VIII + 562 p., 332 fig.

- ERMAKOV N.P. (1944). — Determination of temperatures of formation of hydrothermal minerals by studying liquid inclusions. *C.R. Acad. Sci. U.R.S.S.*, 45, n° 5, p. 202-204.
- ESPARSEIL R. (1941). — Contribution à la métallogénie des gisements aurifères du Midi de la France. *Rev. Industr. minér., Fr.*, 21, n° 460, 121-138, 2 fig., 1 carte dpl. h.-t.
- EVANS R.C. (1954). — Chimie et structure cristalline. Paris, Dunod, 1 vol., XIV + 331 p., 113 fig., 1 dpl. h.-t.
- FIGLARZ M., BONNET-SUGUET, PAULMIER-DUHAES (s.d.). — Structure des molécules et des ions complexes. Les cours de la Sorbonne.
- FIRSON L.V. (1963). — Microcristaux pentagono-dodécédriques d'or dans les filons recristallisés par métamorphisme de contact dans le Nord-Est de l'U.R.S.S. *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.*, 148, n° 3 p. 681-683, 1 fig.
- FLEISCHER M. (1956). — Minor elements in some sulfide minerals. *Economic Geology*, Fiftieth anniversary volume 1905-1955, part 2, p. 970-1024.
- FRIEDEL G. (1964). — Leçons de cristallographie. Paris, Libr. sci.-techn. A. Blanchard, 1 vol., 602 p., 578 fig.
- FRONDEL C. (1938). — Stability of colloidal gold under hydrothermal conditions. *Econ. Geol., U.S.A.* 33, n° 1, p. 1-20, 2 fig.
- GAY R. (1959). — Cours de cristallographie. T. 2. Cristallographie physico-chimique. Paris, Gauthier-Villars, 1 vol., 232 p., 150 fig.
- GOUGEL J. (1952). — Traité de tectonique. Paris, Masson, 1^{re} éd., 383 p., 203 fig.
- GOLDSCHMIDT V.M. (1954). — Geochemistry. Oxford. Clarendon Press, 1 vol., XI + 730 p.
- GONI J. (1966). — Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques. *Mém. B.R.G.M., Fr.*, n° 45, 68 p., 18 pl. h.-t., 24 dpl. h.-t.
- GONI J., GUILLEMIN C., SARCIA C. (1967). — Géochimie de l'or exogène. Etude expérimentale de la formation des dispositions colloïdales d'or et de leur stabilité. *Mineralium Deposita, Dtsch.*, 1, n° 4, p. 259-268, 11 fig.
- GUILLEMIN C. (1953). — Microanalyse qualitative appliquée à la détermination des espèces minérales. *Publ. B.R.G.M., Fr.*, n° 13, 42 p., fig., 6 pl. h.-t.
- GUILLEMIN C., OVTRACHT A. (1960). — Eléments natifs sulfures et sulfosels. Paris, Lab. Géol. appl., 1 fasc., 125 p., 2 pl.
- GUINIER A. (1956). — Théorie et technique de la radio-cristallographie. Paris, Dunod, 2^e éd., XVIII + 736 p., fig.
- INGERSON E. (1947). — Liquid inclusions in geology thermometry. *Amer. Mineralogist*, 32, n° 7-8, p. 375-388, 9 fig.
- INGERSON E. (1950). — The water content of primitive granitic magma. *Amer. Mineralogist*, 35, n° 9-10, p. 806-815, 1 fig.
- KAYE G.W.C., LABY T.H. (1959). — Tables of physical and chemical constants. London, Longmans Green & Co.
- KERN R., WELSBROD A. (1964). — Thermodynamique de base pour minéralogistes, pétrographes et géologues. Paris, Masson, 1 vol., 243 p., 80 fig.
- KITTEL C. (1958). — Introduction à la physique de l'état solide. Paris, Dunod, 1 vol., XVI + 595 p., fig.
- KORITNIG S. (1963). — Zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung opaker Mischkristalle im Auflicht. *Fortschr. d. Miner., Dtsch.*, 41, n° 2, p. 156.
- KRAUS E., HUNT W.F., RAMSDELL L.S. (1951). — Mineralogy. An introduction to the study of minerals and crystals. New-York, McGraw-Hill Book Co., 4th ed., 664 p., 735 fig.
- KRAUSKOPF K.B. (1951). — The solubility of gold. *Econ. Geol., U.S.A.*, 46, n° 8, p. 858-870.
- KRETZMAN R. (1940). — Über optische Konstanten dicker Metallschichten im sichtbaren und nahen Ultrarot. *Ann. Phys., Dtsch.*, (5), 37, n° 4, p. 303-325, 6 fig.
- LACROIX A. (1893-1913). — Minéralogie de la France, Paris, Béranger, 5 vol.
- LAFFITTE P. (1957). — Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Paris, Masson, 1 vol., 360 p.
- LEVY C. (1966). — Contribution à la minéralogie des sulfures de cuivre du type Cu_3XS_4 . Thèse Fac. Sci. Univ. Paris. *Mém. B.R.G.M., Fr.*, n° 54, 178 p., 34 fig., 5 pl.
- MACHAIRAS G. (1963). — Métallogénie de l'or en Guyane Française (avec comparaison des districts aurifères d'El Callao, Venezuela, de Porcupine, Canada et de Ity, Côte d'Ivoire). *Mém. B.R.G.M., Fr.*, n° 22, 210 p., 33 fig., 19 pl., 1 pl. coul.
- MACHAIRAS G. (1967). — Description d'un appareillage nouveau, permettant des microprélèvements ponctuels sur lame mince et section polie. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 90, p. 269-270, 5 fig.
- MATHERON G. (1962). — Traité de géostatistique appliquée. *Mém. B.R.G.M., Fr.*, 1, n° 14, 333 p., 78 fig.
- MOTT B.W. (1956). — Micro-indentation hardness testing. London, Butterworths sci. Publ., 1 vol., VIII + 272 p., 151 fig.
- NIGGLI P. (1948). — Gesteine und Minerallagerstätten. Basel, Verlag Birkhäuser, 1, 540 p., 335 fig.
- NORMAND D., PHAN K.D. (1968). — Répartition géochimique de l'or dans le district aurifère de Saint-Yrieix (Massif Central). 23 *Internation. geol. Congr., Prague 1968*, 7, p. 367-382.
- PASCAL P. (1956-1963). — Nouveau traité de chimie minérale. Paris, Masson, 20 tomes.
- PEACH P.A. (1949). — A decrepitation geothermometer. *Amer. Mineralogist*, 34, n° 5-6, p. 413-421, 5 fig.
- PFESTORF G. (1926). — Die Bestimmung der optischen Konstanten von Metallen im sichtbaren und ultravioletten Teil des Spektrums. *Ann. Phys., Dtsch.*, (4), 81, n° 24, p. 906-928, 13 fig.
- QUERE Y. (1968). — Défauts ponctuels dans les métaux. Paris, Masson.
- RAGUIN E. (1949). — Géologie des gîtes minéraux. Paris, Masson, 2^e éd., 1 vol., 641 p., 145 fig.
- RAGUIN E. (1957). — Géologie du granite. Paris, Masson, 1 vol., 275 p., 51 fig.

- RAGUIN E. (1961). — Géologie des gîtes minéraux. Paris, Masson, 1 vol., 686 p., 134 fig.
- RAGUIN E., MACHAIRAS G. (1956). — Procédé pratique de comparaison des pouvoirs réflecteurs au microscope minéralographique. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, **79**, p. 353-354.
- RAMDOHR P. (1955). — Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, Akad. Verlag, 1 vol., 826 p., 431 fig.
- RANKAMA K., SAHAMA T.D. (1950). — Geochemistry. Chicago, Univ. Press, 912 p., fig.
- READ W.T. (1957). — Les dislocations dans les cristaux. Paris, Dunod, 1 vol., XV + 237 p., fig.
- ROUTHIER P. (1963). — Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherches. Paris, Masson, tomes 1-2, 2 vol., 1282 p., fig., dpl. h.-t.
- SATO H., TOTH R.S. (1968). — Long period structures in alloys. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, **91**, 557-574, 15 fig.
- SCHNEIDERHOHN H. (1949). — Traité des gîtes métallifères. T. 2 trad. par M^{me} Picard. *Docum. Bur. géol. Madagascar*, n° 10, t. 2 p. 201-437.
- SCOTT H.S. (1948). — The decrepitation method applied to minerals with fluid inclusions. *Econ. Geol.*, U.S.A., **43**, n° 8, p. 637-654, 7 fig.
- SMIRNOV V.I. (1965). — Liaison des placers alluvionnaires d'or de l'Iénisseï sud avec leurs sources primaires. Mosc., Izdat. « Nauka », 1 vol., 400 p. Trad. partim. de M. Morosoff N., B.R.G.M., Fr., n° 5194-2.
- SMITH F.G. (1952). — Decrepitation characteristics of Garnet. *Amer. Mineralogist*, **37**, n° 5-6, p. 470-491, 1 fig.
- SORBY H.C. (1859). — On the expansion of water and saline solutions at high temperatures. *Philos. Magaz.*, G.B., (4), **18**, p. 81-91.
- SQUAIR H. (1965). — A reflectometric method of determining the silver content of natural gold alloys. *Trans. Instn. Min. & Metall.*, G.B., **74**, 1964-1965, p. 917-931, 6 fig., 1 pl. h.-t.
- TATE J.T. (1912). — The theoretical and experimental determination of reflection coefficients. *Phys. Rev.*, U.S.A., **34**, p. 321-332.
- TOOL A.Q. (1910). — A method for measuring ellipticity and the determination of optical constants of metals. *Phys. Rev.*, U.S.A., **31**, p. 1-25.
- TOURENQ C. (1966). — La dureté Vickers des minéraux et des roches. Quelques applications. *Bull. Liaison Lab. Routiers, Ponts & Chaussées*, n° 19, mai-juin, réf. 332, p. 1.1-1.12, 16 fig.
- VOSKRESENSKAYA N.T., ZVEREVA N.F. (1968). — Geochemistry of gold and its distribution in the magmatic complexes of Northern Kazakhstan. Trans. from « *Geokhimija* », S.S.S.R., n° 4, p. 422-431.
- WEISS K. (1948). — Über optische Konstanten und elektrischen Widerstand dicker Metallschichten. *Z. Naturforsch.*, Dtsch., **3**, (a), p. 143-147, 3 fig.
- WINCHELL A. (1951). — Elements of optical mineralogy. Wiley ed.
- YRMA P.J.M. (1963). — Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metalliferous province. Thèse, 212 p., fig., dpl.

Table des matières

Résumé	2
Introduction	3
Plan général de l'étude	3
Méthodes de travail	3

Chapitre I

ETUDE MINÉRALOGIQUE D'ALLIAGES D'OR NATURELS AVEC L'ARGENT ET LE CUIVRE	7
1 — Composition chimique	8
2 — Propriétés optiques	8
a) Couleur	8
b) Pouvoir réflecteur	8
c) Indices de réfraction	13
d) Coefficient d'absorption	13
e) Conclusions	13
f) Application	16
3 — Dureté	17
a) Principe de la mesure de dureté Vickers	17
b) Application : dosage semi-quantitatif de l'argent par mesure de la dureté	18
4 — Anisotropie de l'or et des alliages	21
a) Causes de l'anisotropie	21
b) Etude radiocristallographique	21
5 — La transparence dans le visible de l'or et des sulfures	22
a) Méthodes de confection de lames ultra minces	22
b) Application	24

Chapitre II

ETUDE CRISTALLOGRAPHIQUE DE L'OR ET DE LA PYRITE ASSOCIÉS	25
1 — Les dislocations et la croissance cristalline	25
a) Cristaux artificiels : formes en étoile et hexagonale de l'or	25
b) Cristaux naturels : formes sphériques de l'or et de la pyrite associés	26
2 — Conclusions	27

Chapitre III

ETUDE DE L'OR EXOGENE	28
1 — Mise en évidence de différentes catégories d'or exogène (en pépites) par l'étude du mode de répartition de l'argent et du cuivre contenus	28
a) Localisation géologique de l'or exogène	28
b) Mode d'étude des échantillons	29
c) Morphologie de l'or exogène	29
d) Inclusions dans l'or exogène	29
e) Texture de l'or exogène et répartition de l'argent et du cuivre	29

— Première génération	29
— Deuxième génération	32
— Troisième génération	32
2 — Dissolution et recristallisation de l'or primaire pendant l'oxydo-réduction des sulfures aurifères	32
3 — Solubilité et recristallisation de l'or primaire pendant l'oxydo-réduction naturelle de la pyrite aurifère	33
4 — Solubilité et recristallisation de l'or primaire pendant l'oxydo-réduction expérimentale de la pyrite et du mispickel aurifères	33
a) Oxydo-réduction de pyrite et de mispickel aurifères par l'eau de pluie	33
b) Oxydo-réduction de pyrite et de mispickel aurifères par H_2O_2 (2.N)	35
c) Potentiel d'oxydo-réduction de la pyrite et du mispickel	35
5 — Transport et dépôt de l'or exogène dans la zone d'oxydation	36
a) Migration de l'or en solution	36
b) Migration de l'or en suspension	37
c) Migration par transport mécanique	39
6 — Essai d'interprétation des observations effectuées sur les échantillons d'or exogène	39
7 — Formation de pépites d'or synthétiques	41

Chapitre IV

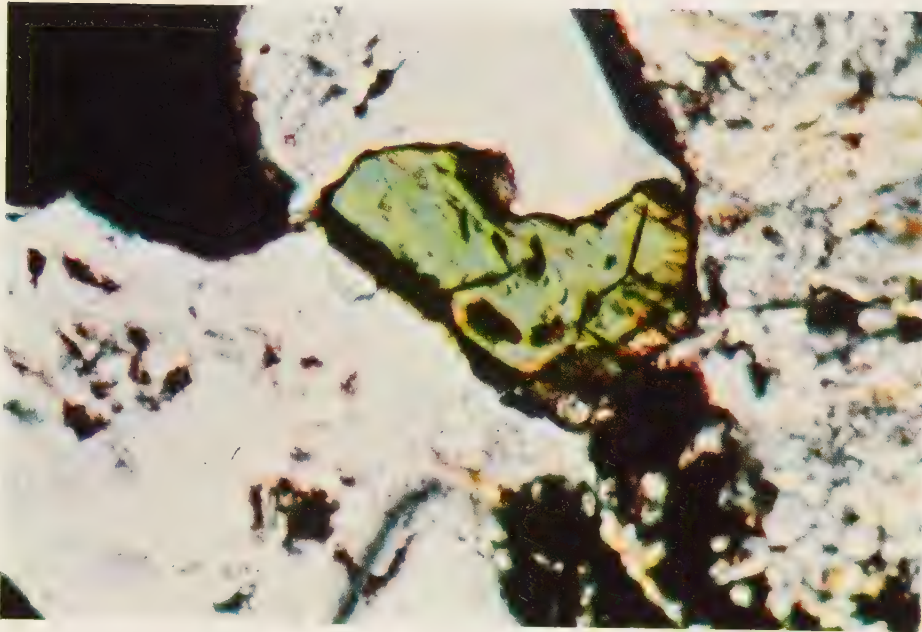
ETUDE DE L'OR PRIMAIRE	42
1 — Migration de l'or et réflexions sur la formation des gisements aurifères liés aux granites	42
a) Migration de l'or dans les minéraux des granites	42
— Or en particules visibles dans les minéraux des granites	42
— Or en inclusions non visibles	43
b) Migration tardive de l'or réalisée dans les fissures	43
c) Exemples	43
d) Conclusions	48
2 — Répartition de l'or dans les roches	48
3 — Caractéristiques minéralogiques de l'or primaire	50
a) Or primaire	50
b) Paragenèse minéralogique des filons aurifères étudiés en France, en Guyane, au Venezuela et au Canada	51
c) Métallogénie d'ensemble des filons aurifères	55
d) Classification géochimique des éléments des minéraux des paragenèses. Relations avec les importantes concentrations d'or filonien	55
e) Age absolu des remplissages des filons aurifères	56
4 — Tectonique	57

Chapitre V

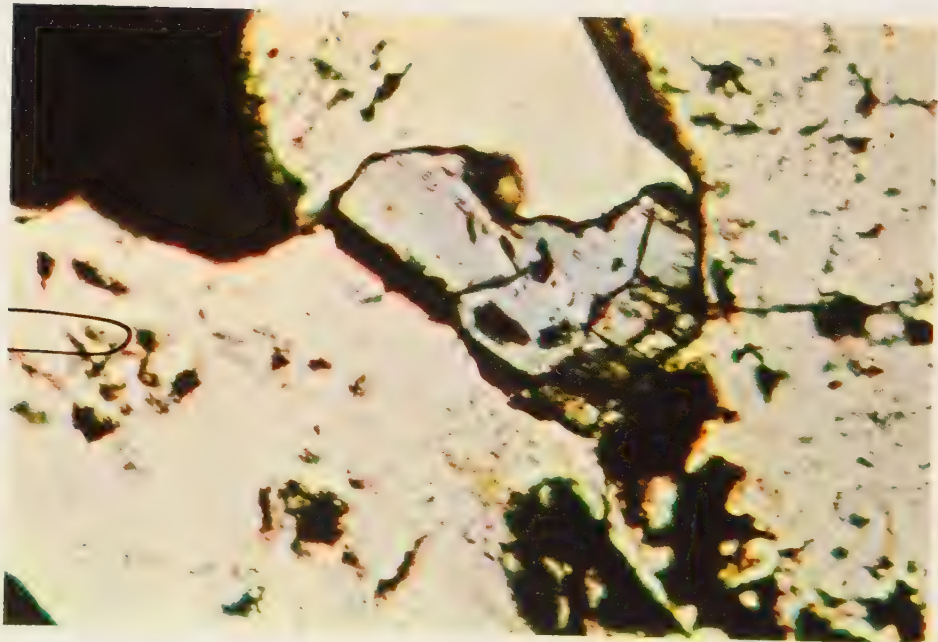
ETUDE DU QUARTZ AURIFÈRE	58
1 — Recherches sur la température de cristallisation de l'or primaire d'après l'étude des inclusions fluides dans le quartz associé	58
a) Historique	58
1) Méthode de Sorby	58
2) Méthode de Scott et Smith	59
b) Expériences personnelles	59
c) Interprétation des résultats et conclusion	60
d) Résultats obtenus sur des quartz aurifères	61
2 — Etude quantitative du gaz carbonique dans le quartz aurifère	62
a) Mode opératoire	63
b) Résultats obtenus	64
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	65
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	68

PLANCHES

Propriétés optiques du mispickel en lumière transmise



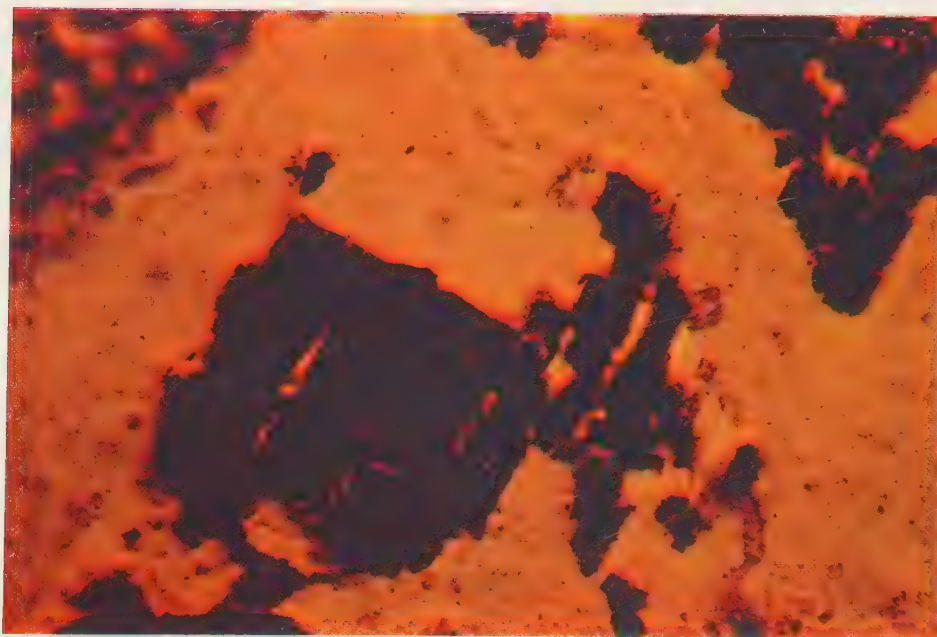
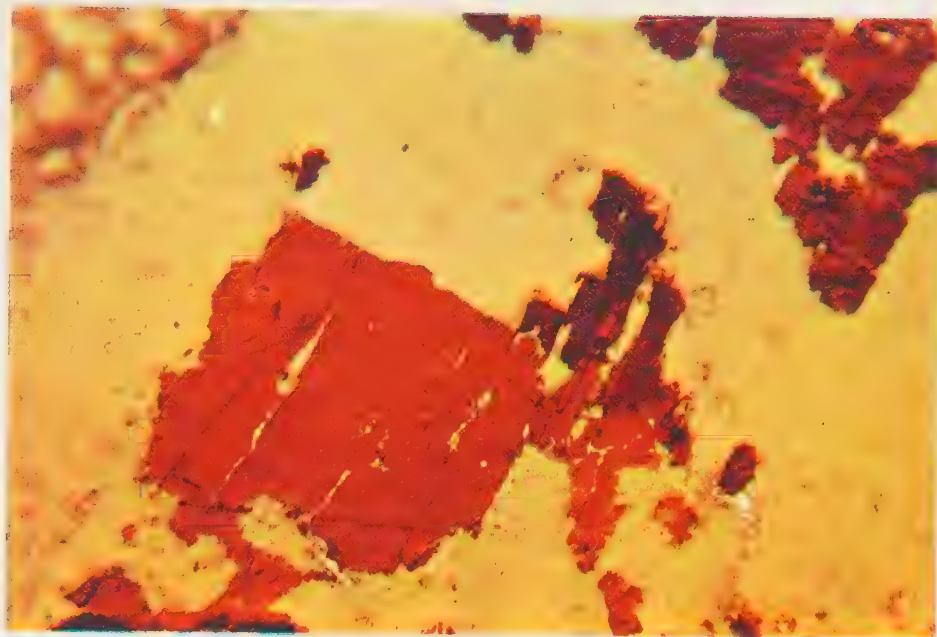
1 — En lumière polarisée,
sa couleur est vert-bleuté.
× 48



2 — En lumière non polarisée, le polychroïsme varie du blanc au bleuâtre.
× 48

Propriétés optiques de la boulangérite en lumière transmise

1 — En lumière polarisée,
la couleur varie du rouge
à l'orange brunâtre.
× 48



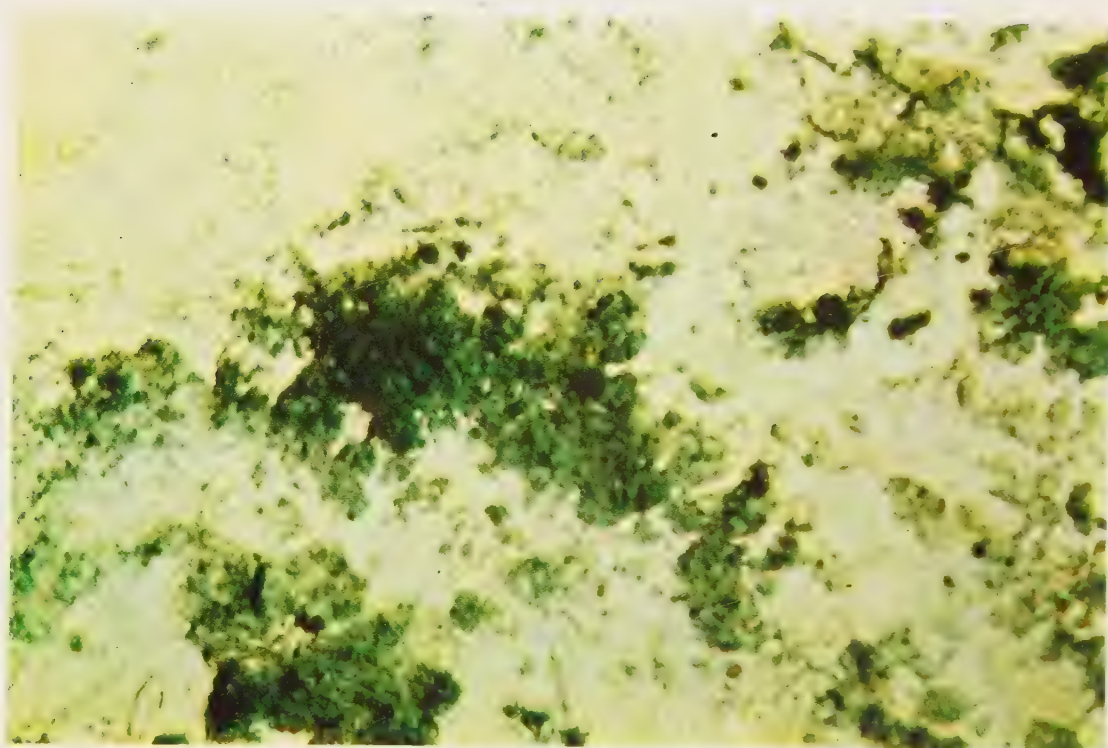
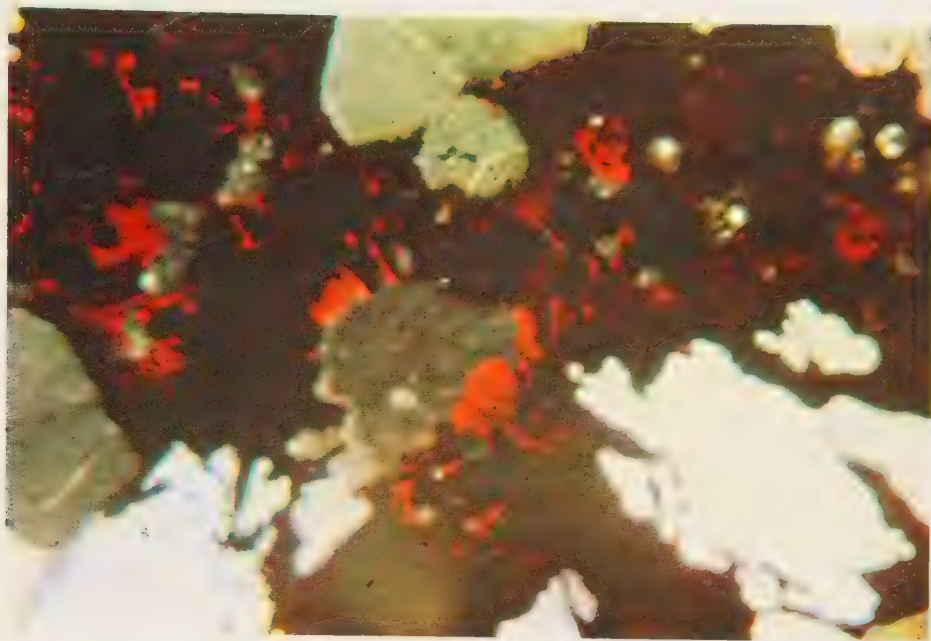
2 — En lumière non polarisée, le polychroïsme varie du brun à l'orangé.
× 48

Propriétés optiques de la tétradymite en lumière transmise

1 — En lumière polarisée, la couleur varie du rouge au jaune-orangé.
× 48

Propriétés optiques de l'or en lumière transmise

2 — En lumière non polarisée, la couleur varie du blanc bleuâtre au verdâtre.
× 48



- 1 — Croissance de l'or en hexagones accompagnée d'une dislocation hélicoïdale (réduction de AuCl_3 sur une section polie de pyrite oxydée par H_2O_2 (2.N)).

$\times 400$

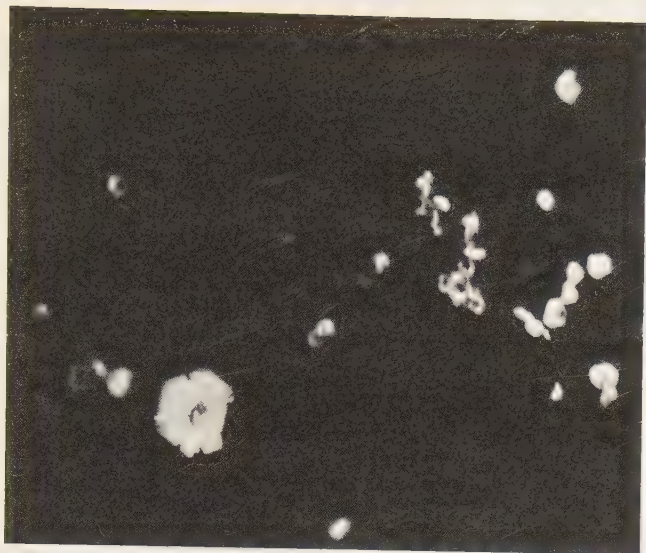
- 2 — Croissance de l'or en étoiles (réduction de AuCl_3 sur une section polie de mispickel oxydé par H_2O_2 (2.N)).

$\times 400$

- 3 — Forme sphérique de l'or constituée par des cristallites orientées suivant les éléments de symétrie (réduction de AuCl_3 sur une section polie de mispickel oxydé par H_2O_2 (2.N)).

Photo d'un échantillon brut.

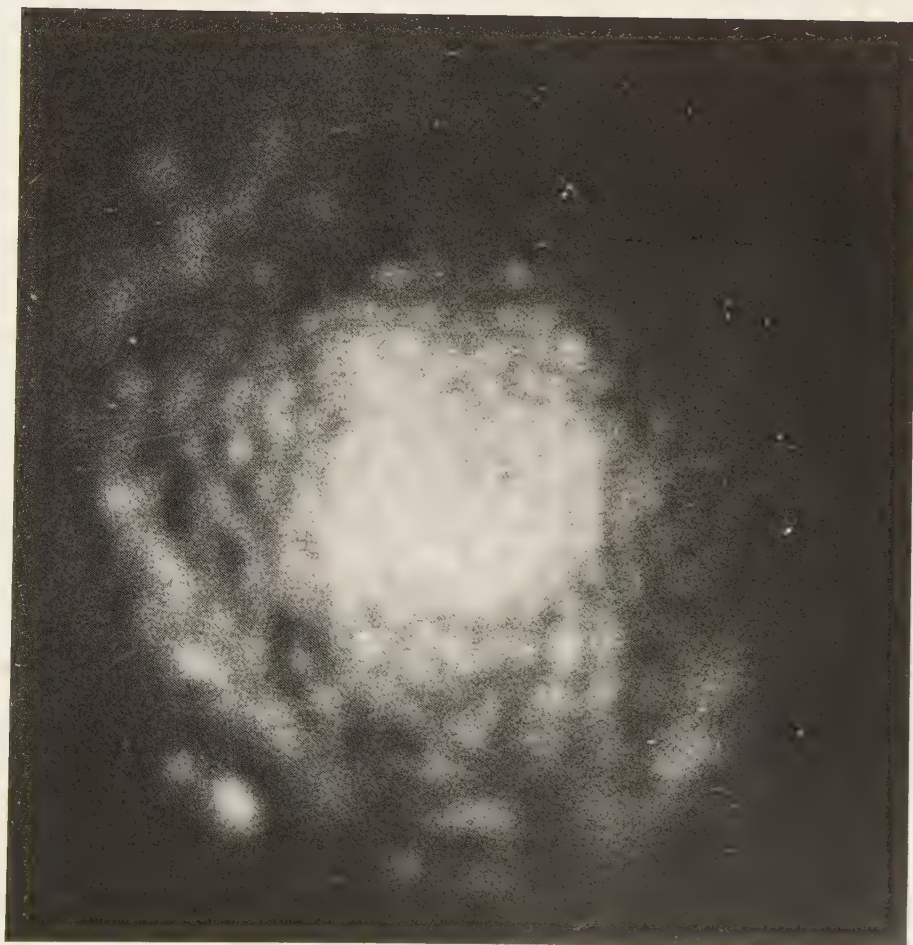
Echelle de la forme sphérique : 12 cm correspondent à 20 μ .



1



2



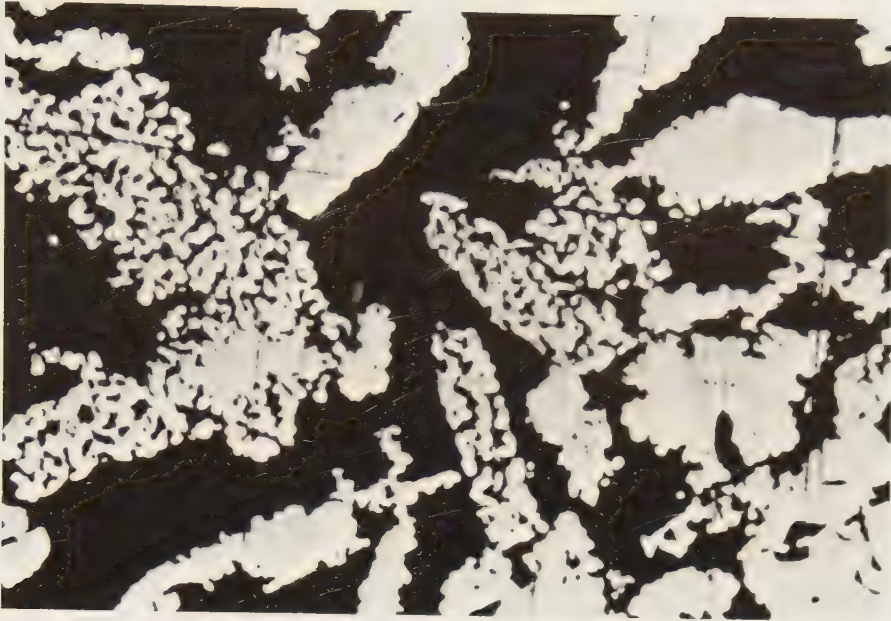
3

1 — Association de formes sphériques d'or naturel en ensemble allongé et irrégulier.
Photo d'une section polie.

× 48

2 — Association de formes sphériques d'or naturel en ensemble allongé et irrégulier.
Photo d'une section polie.

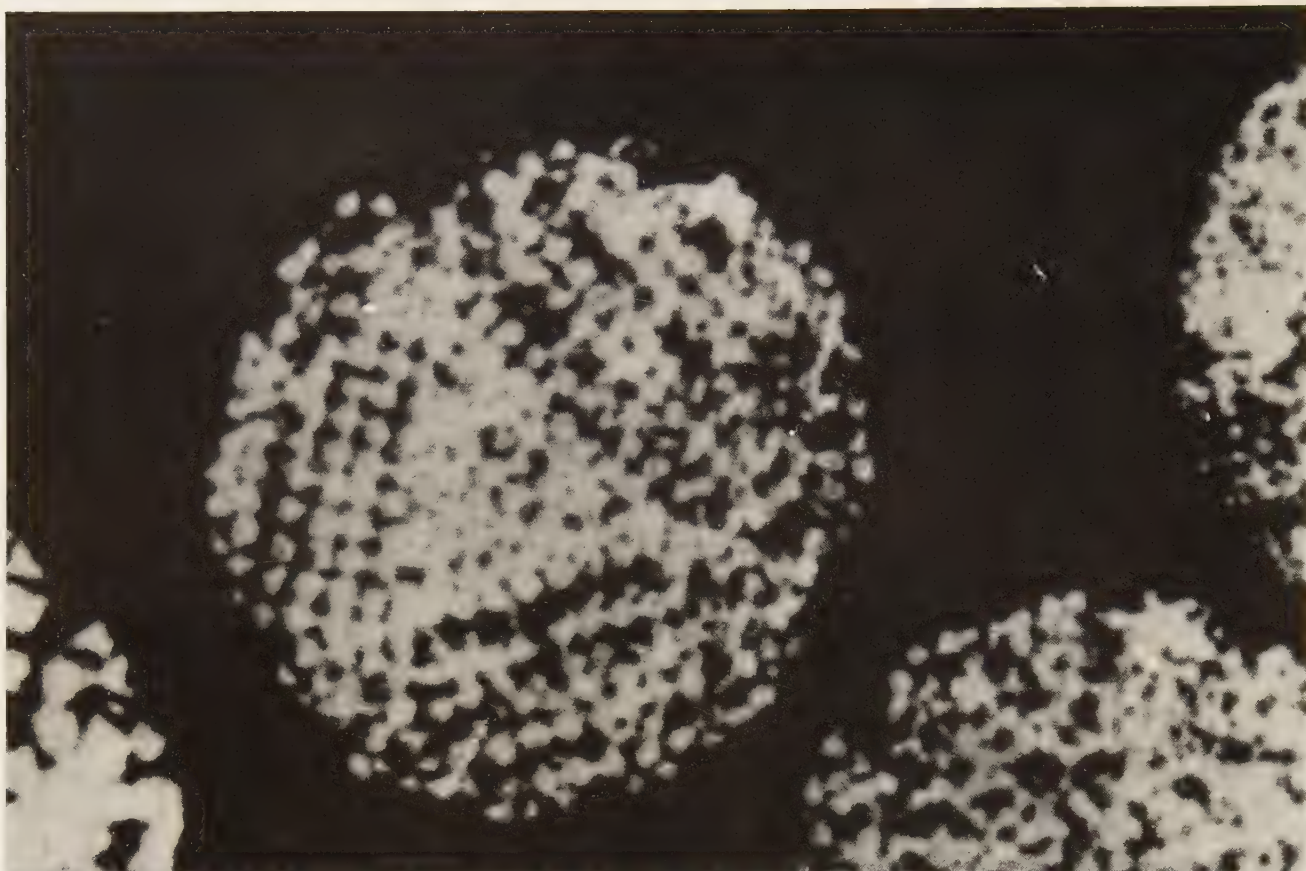
× 48



1

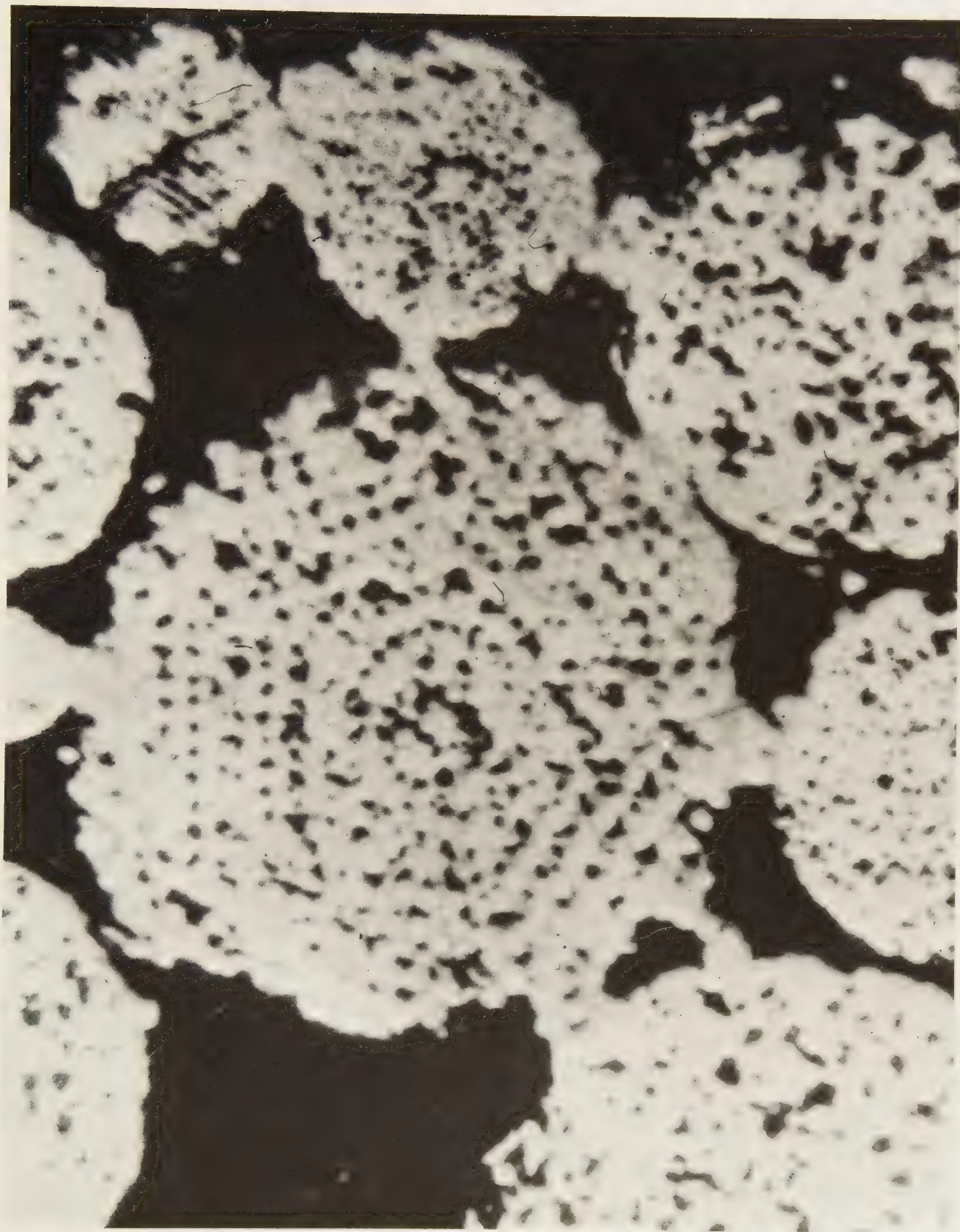


2

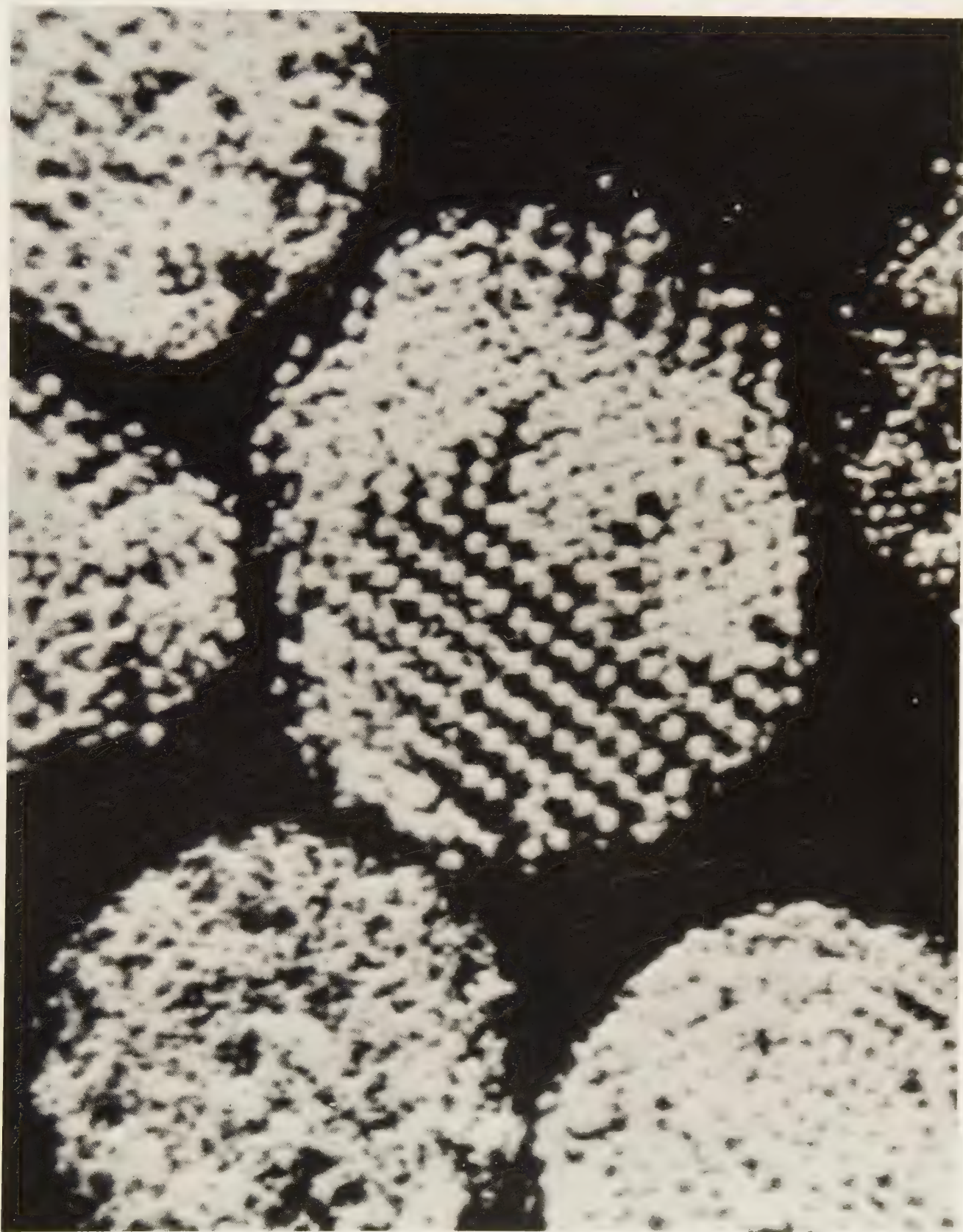


Cristallites de pyrite suivant des axes A_2 (perpendiculaires aux axes A_3).
Photo d'une section polie.
Echelle des formes sphériques : 10 cm correspondent à 40 μ .

Cristallites de pyrite donnant une image pentagonale.
Photo d'une section polie.
Echelle de la forme pentagonale : 11 cm correspondent à 80 μ .

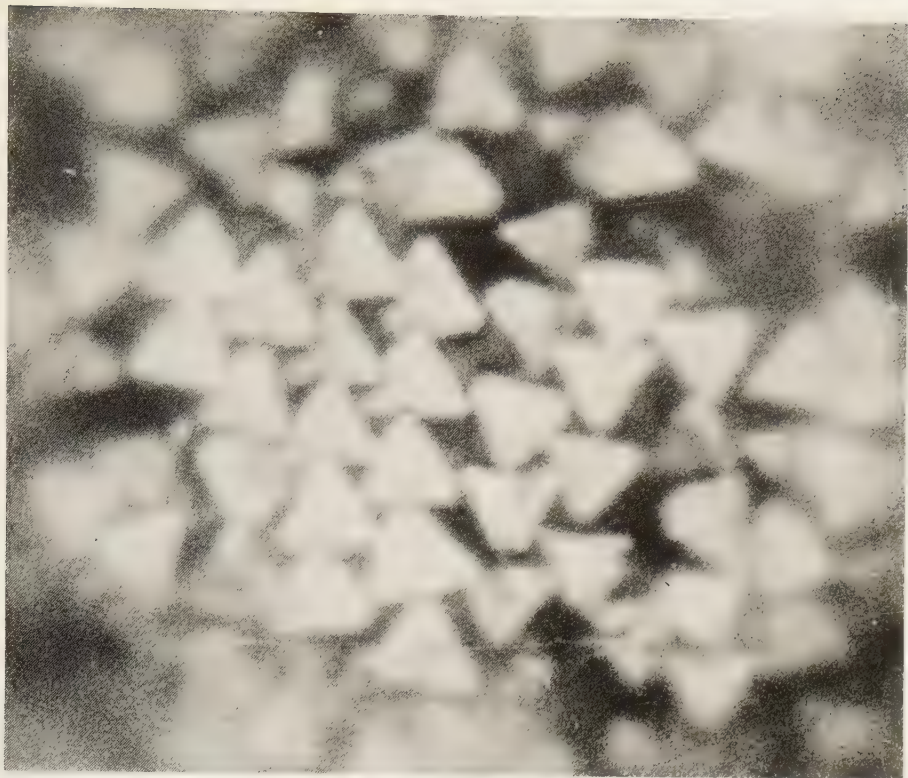


Coupe oblique par rapport à l'axe A_4 . On constate l'orientation régulière des cristallites de la pyrite.
Photo d'après une section polie.
Echelle de la forme sphérique : 11 cm correspondent à 50 μ .

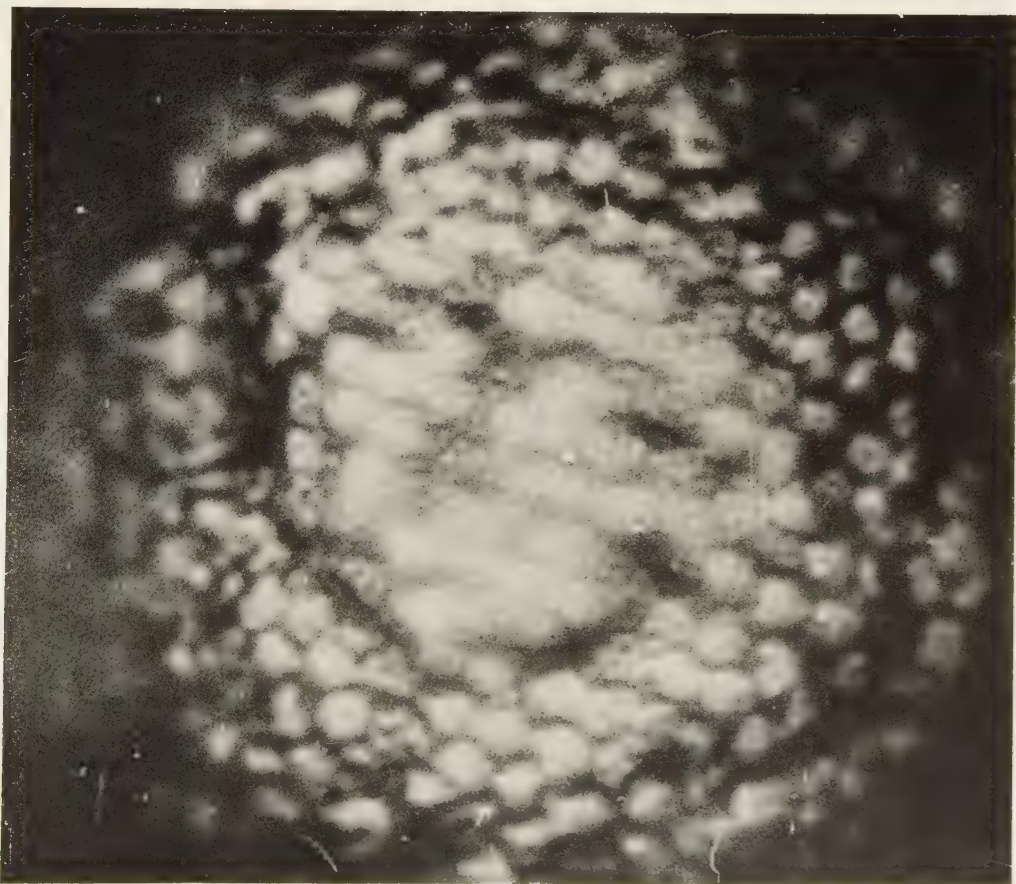


- 1 — Association régulière des faces octaédriques de la pyrite. On constate qu'elles se réunissent par l'intermédiaire des axes A_2 .
Photo d'un échantillon brut.
Echelle : chacune des faces octaédriques correspond à 3 μ .

- 2 — Croissance en vis : cette image est orientée perpendiculairement à A_4 . On constate que les cristallites de pyrite sont orientées autour de l'axe A_4 en faisant des spirales de croissance.
Photo d'un échantillon brut.
Echelle de la forme sphérique : 15 cm correspondent à 50 μ .

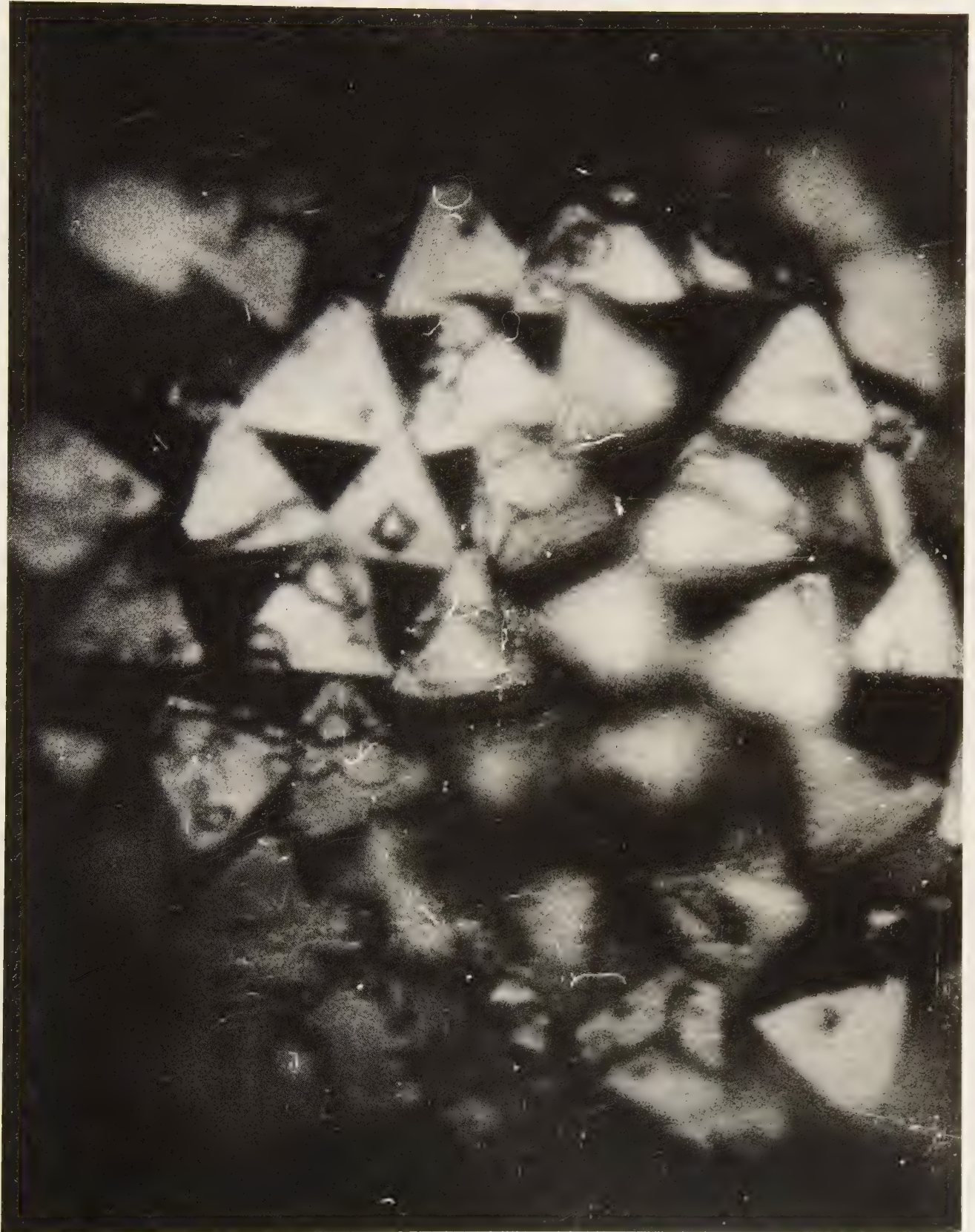


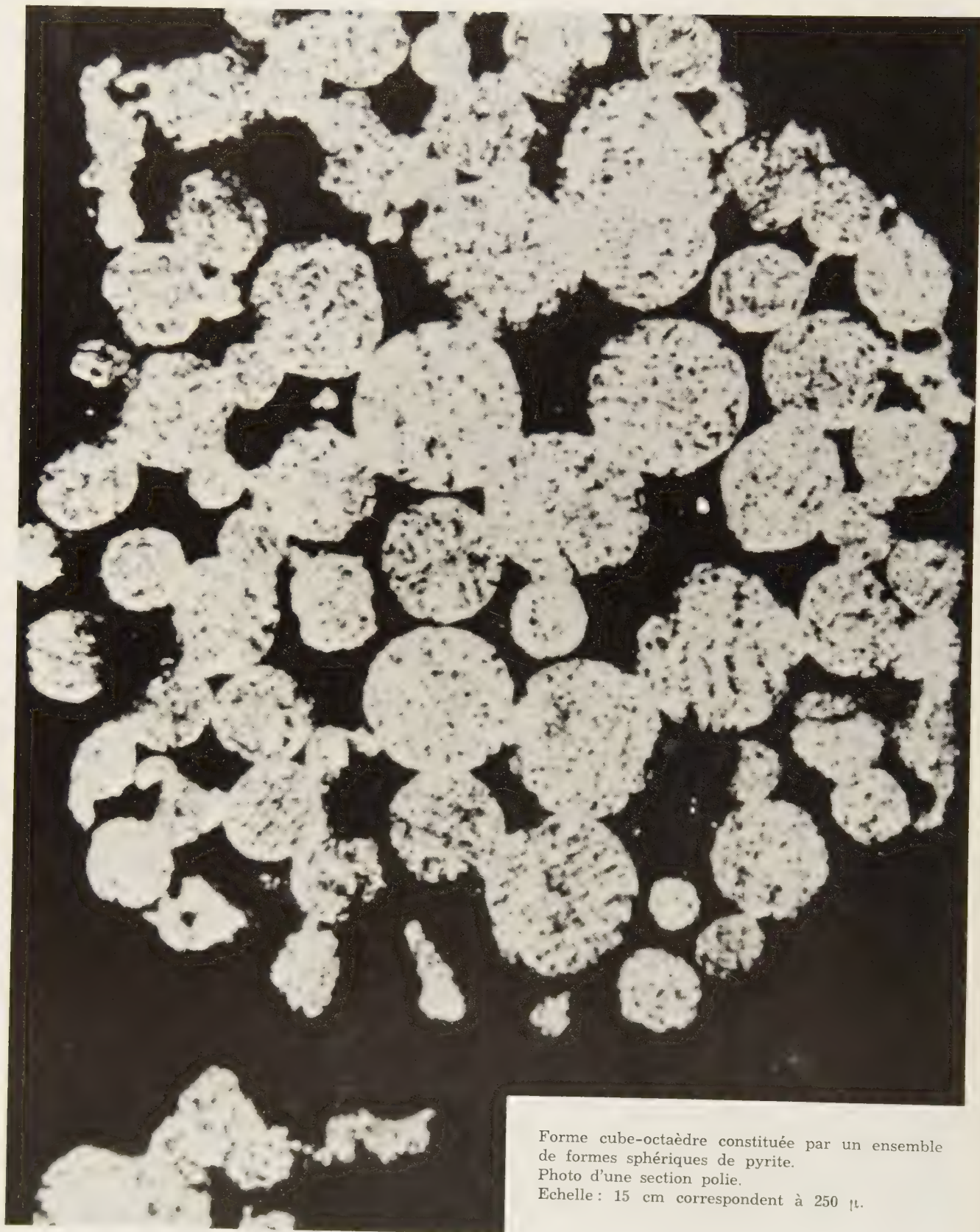
1



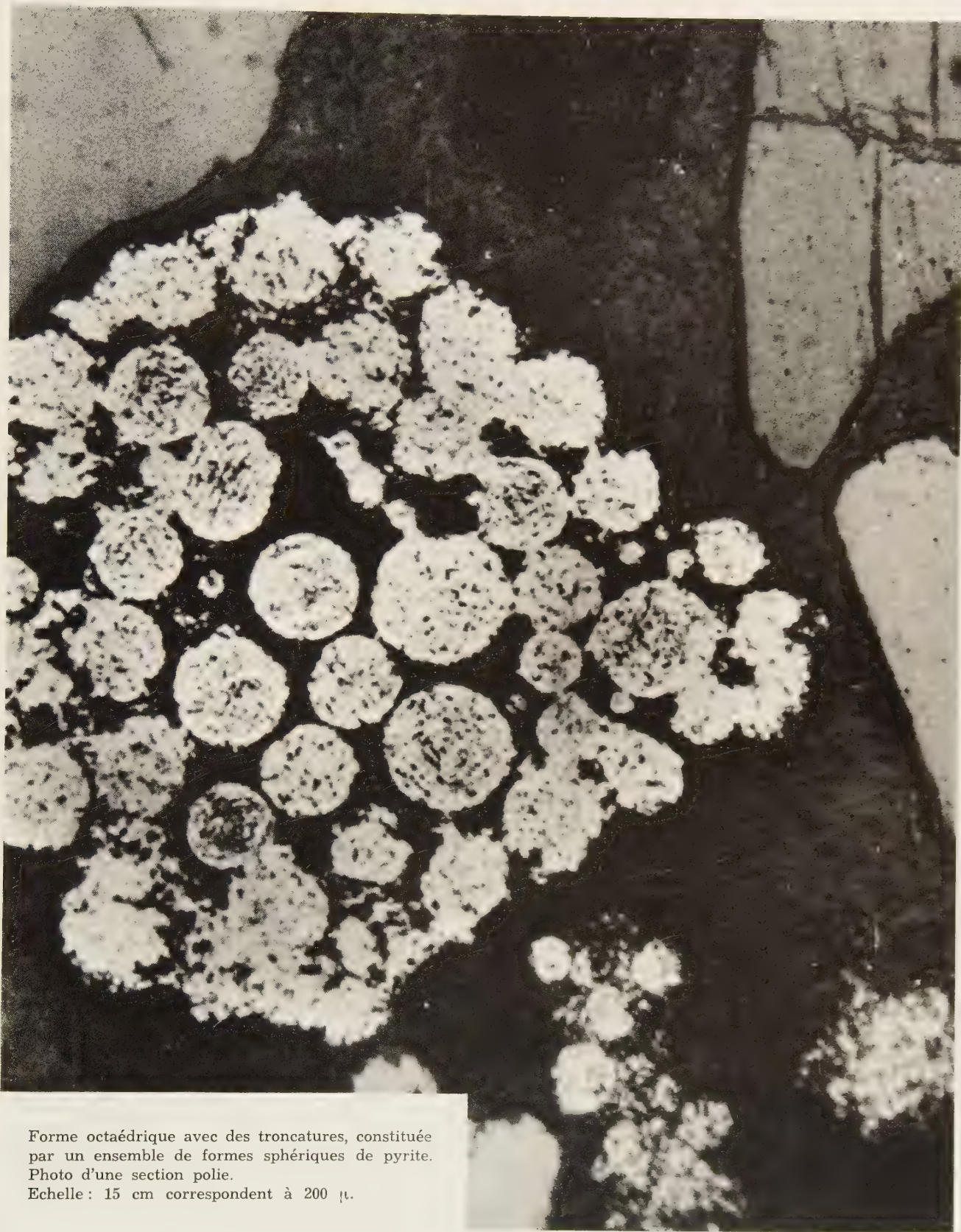
2

Dans cette image, on constate que chacun des axes A_2 des faces octaédriques des cristallites de pyrite se trouve réuni avec les deux axes A_2 des faces voisines. Ainsi, cette association forme localement une image hexagonale non compacte.
Photo d'un échantillon brut.
Echelle : chacune des faces octaédriques correspond à 3μ .





Forme cube-octaèdre constituée par un ensemble
de formes sphériques de pyrite.
Photo d'une section polie.
Echelle: 15 cm correspondent à 250 μ .



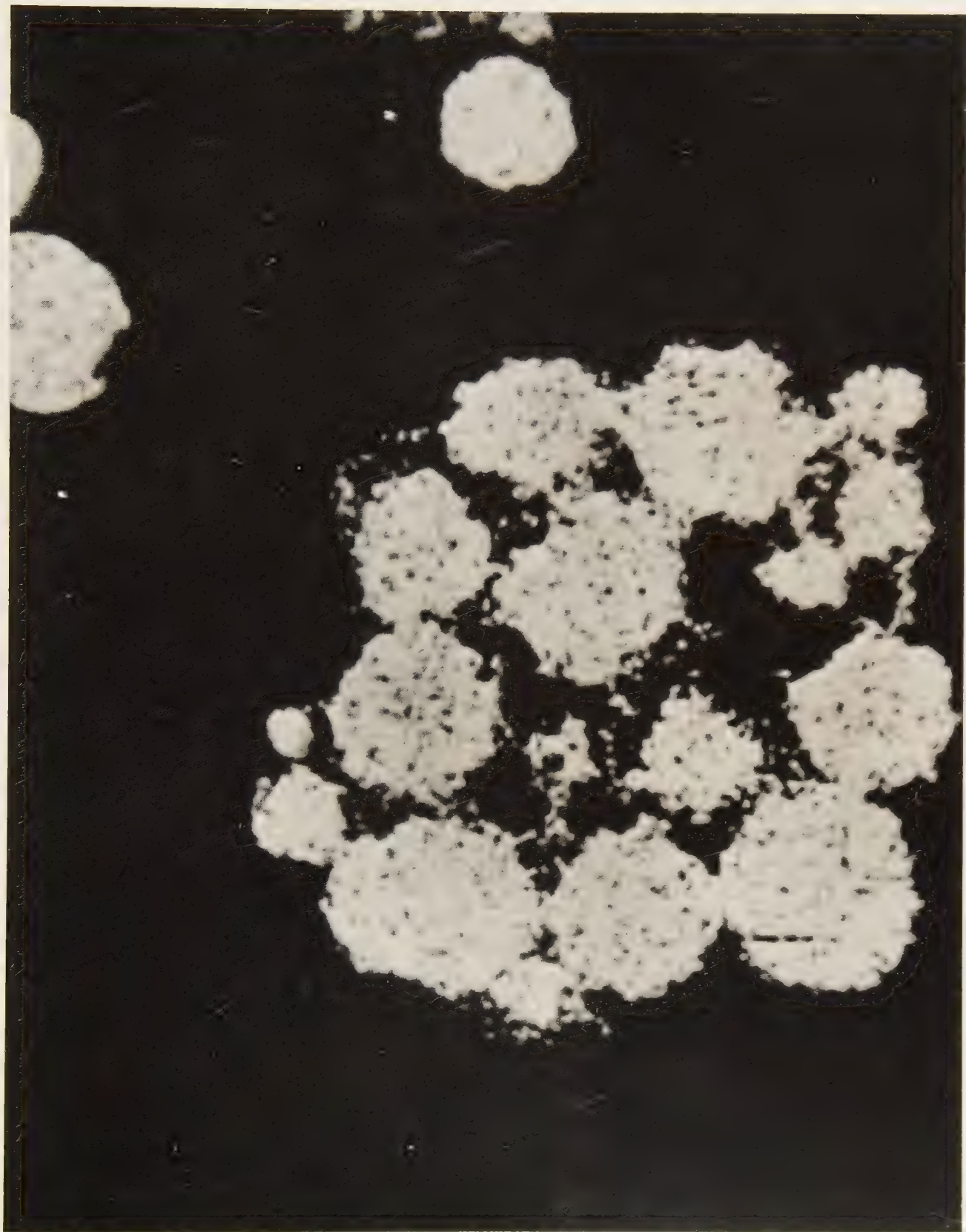
Forme octaédrique avec des troncatures, constituée
par un ensemble de formes sphériques de pyrite.
Photo d'une section polie.

Echelle: 15 cm correspondent à 200 μ .

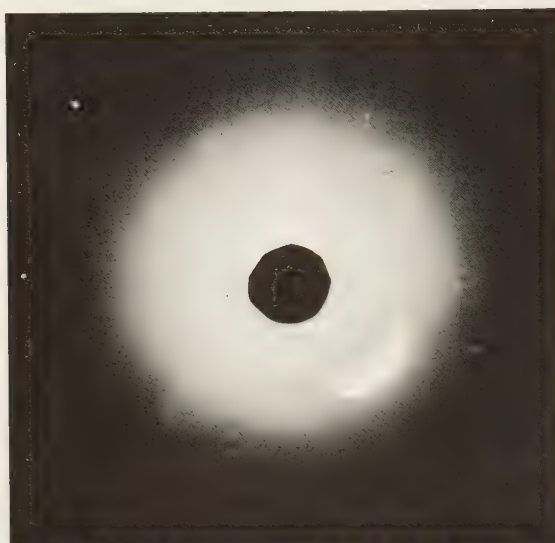
Forme cubique constituée par un ensemble de formes sphériques de pyrite.

Photo d'une section polie.

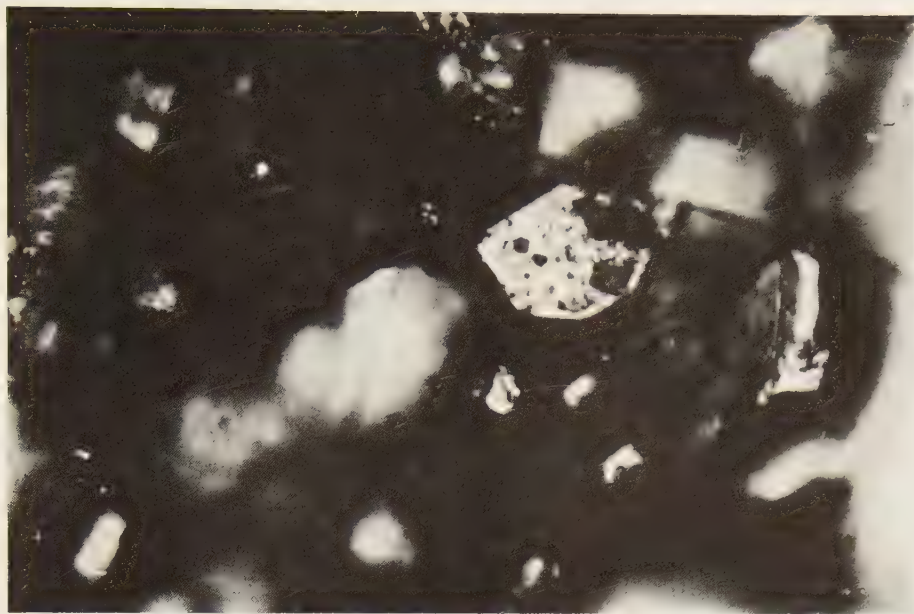
Echelle : 10 cm correspondent à 170 μ .



Méthode de Laue :



Cliché mixte constitué par des taches (liées aux plans) et par des anneaux.
La grande tache blanche est un effet parasite des rayons X.



Cristaux idiomorphes de la troisième génération (cube, cube-octaèdre avec tronçatures sur les sommets) cristallisés librement sur les faces des cristaux en agrégats de seconde génération.
(Origine de l'échantillon : cf. tableau 9, analyse 11.)

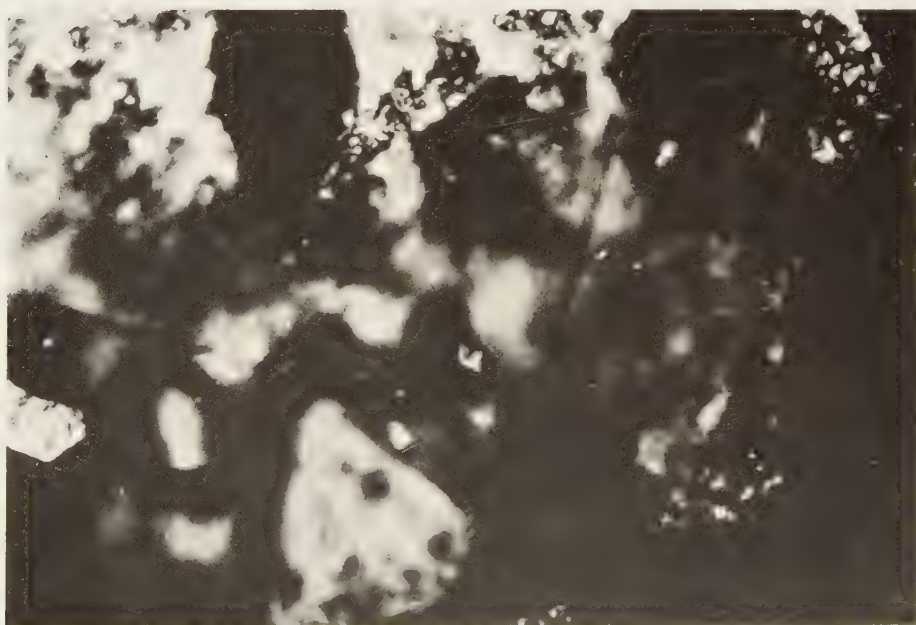
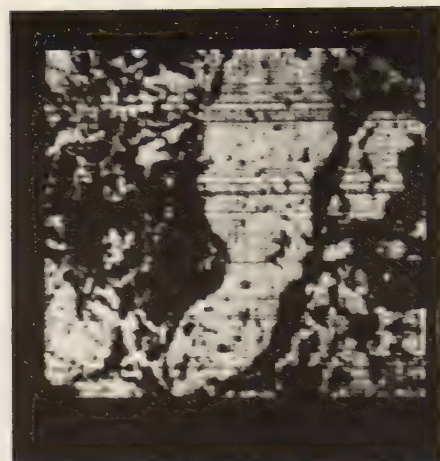


Photo de l'échantillon brut
× 230.



Texture granulaire de l'or exogène de la première phase vue en lumière réfléchie LN $\times 20$ (origine de l'échantillon, cf. tableau 9, analyse 1)
On constate que les encoûtements sont constitués par de l'or de forme sphérique.



Répartition de l'or de la première phase (scanning de la microsonde 300 μ).
La partie argentifère devrait ressortir en teinte grise, mais la photo n'est pas bonne.



Répartition de l'argent dans l'or de la première phase (scanning de la microsonde 300 μ).

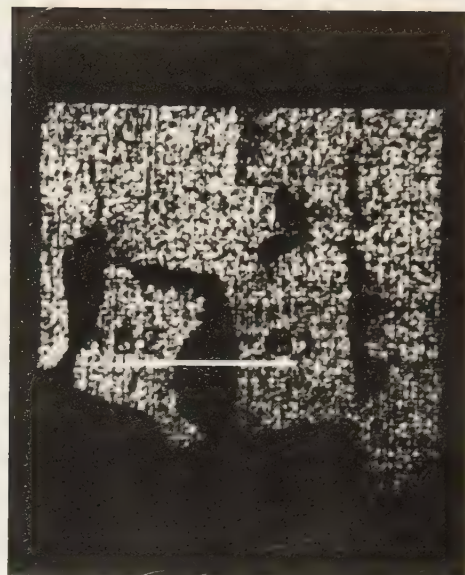


Variation de la teneur en argent dans l'or de la première phase suivant la traversée A1, A2

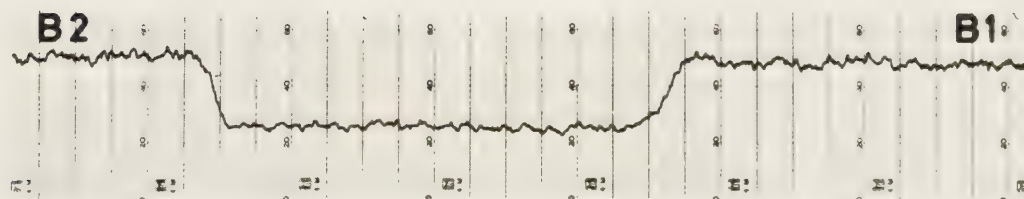


Répartition de l'or de la deuxième phase (partie grise) et de la troisième (partie claire) (scanning de la microsonde 300 μ).

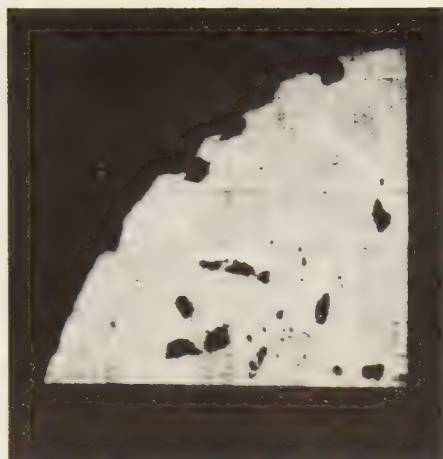
Origine de l'échantillon : cf. tableau 9, analyse 10.



Répartition de l'argent dans les deuxième et troisième phases. On constate que la distribution de l'argent dans la deuxième phase est homogène, tandis que la troisième phase n'est pas argentifère (scanning de la microsonde 300 μ).
Même échantillon que ci-dessus.



Variation brutale de la teneur en argent entre la deuxième et la troisième phase suivant la traversée B1, B2.



1 — Répartition de l'or des deuxième et troisième générations (scanning de la microsonde 300 μ).
Origine de l'échantillon : cf. tableau 9, analyse 9.

2 — Répartition de l'argent dans la deuxième génération (partie claire) et dans la troisième génération (partie sombre). La deuxième génération est cimentée par la troisième non argentifère (scanning de la microsonde 300 μ).

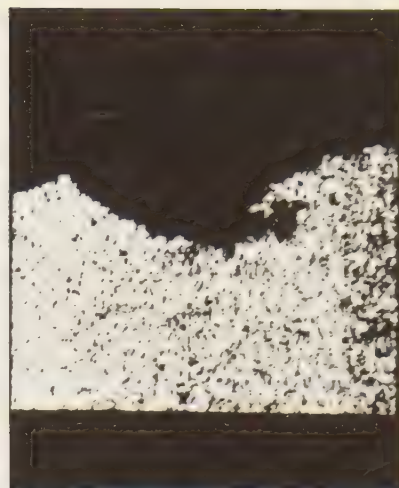
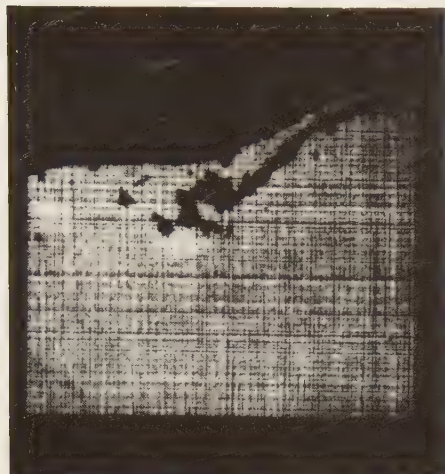


3 — Répartition de l'or de deuxième et troisième phases (scanning de la microsonde 300 μ).
Origine de l'échantillon : cf. tableau 9, analyse 3.



4 — Répartition de l'argent dans la deuxième phase (partie claire) et dans la troisième phase (partie sombre) (scanning de la microsonde 300 μ).
Même échantillon que précédemment.

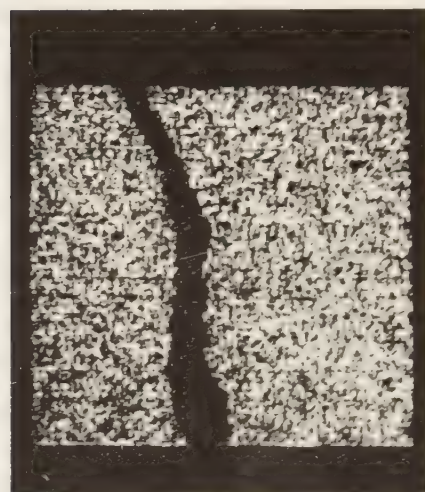
- 1 — Répartition de l'or de deuxième et troisième générations (scanning de la microsonde 300 μ).
Origine de l'échantillon: cf. tableau 9, analyse 6.



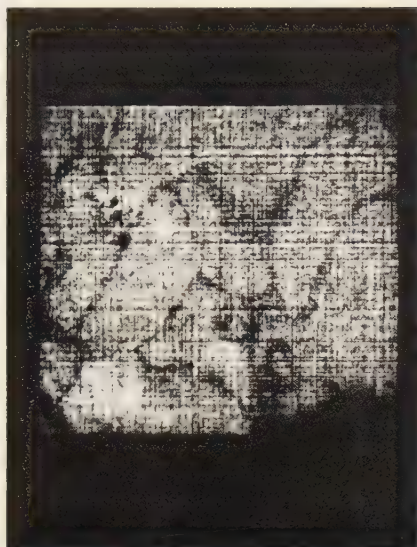
- 2 — Répartition homogène de l'argent dans la deuxième génération (partie claire). La troisième génération est non argentifère (partie sombre) (scanning de la microsonde 300 μ).



- 3 — Répartition de l'or de deuxième et troisième générations avec ses inclusions d'oxydes de fer en micro-filonnets (scanning de la microsonde 300 μ).
Origine de l'échantillon: cf. tableau 9, analyse 2.



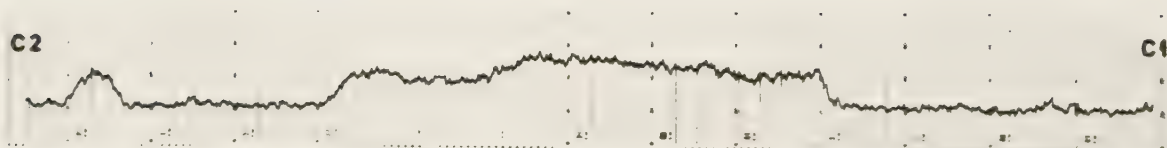
- 4 — Répartition homogène de l'argent dans la deuxième génération (partie claire). La troisième génération est non argentifère (partie sombre) et accompagnée d'oxydes de fer (scanning de la microsonde 300 μ).



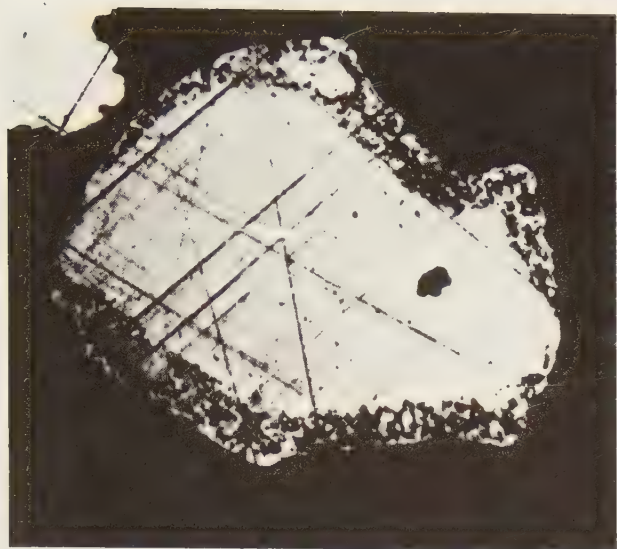
1 — Répartition de l'or dans le cas où la deuxième phase présente une teneur variable en argent (scanning de la microsonde 300 μ).
Origine de l'échantillon : cf. tableau 9, analyse 28.



2 — Répartition de l'argent dans le cas où la deuxième phase présente une teneur variable en argent (scanning de la microsonde 300 μ).
L'échantillon est le même que ci-dessus.



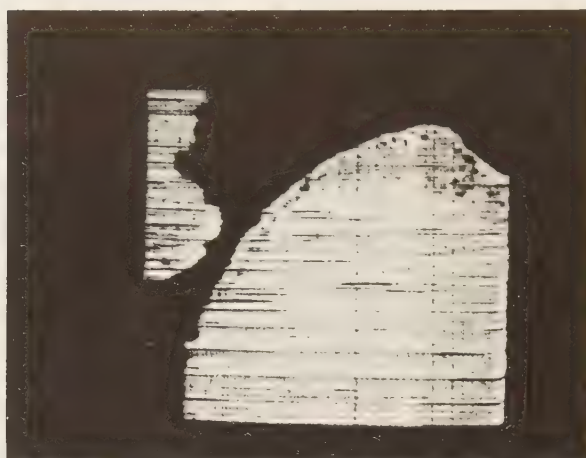
3 — Variation de la teneur en argent suivant la traversée C1, C2.



1 — Auréole de nourrissage de la troisième génération (partie claire) constituée par un alliage d'or et de cuivre accompagné d'oxydes de fer (point sombre dans l'aureole). Vue en lumière réfléchie LN $\times 20$. Origine de l'échantillon: cf. tableau 9, analyse 4.



3 — Répartition de l'argent (scanning de la microsonde 300 μ) (partie nord de la photo 1).



2 — Répartition de l'or (scanning de la microsonde 300 μ) (partie nord de la photo 1).



4 — Répartition du cuivre (scanning de la microsonde 300 μ) (partie nord de la photo 1).



- 1 — Association de cristaux idiomorphes d'or recristallisé sur les parois de la cellule située dans la partie oxydée de la pyrite aurifère.
Origine de l'échantillon : région de Saint-Elie (Guyane française).

Photo de l'échantillon brut $\times 400$.



- 2 — Forme en escalier d'or recristallisé sur les parois de la cellule située dans la partie oxydée de la pyrite aurifère.
Photo de l'échantillon brut $\times 400$.



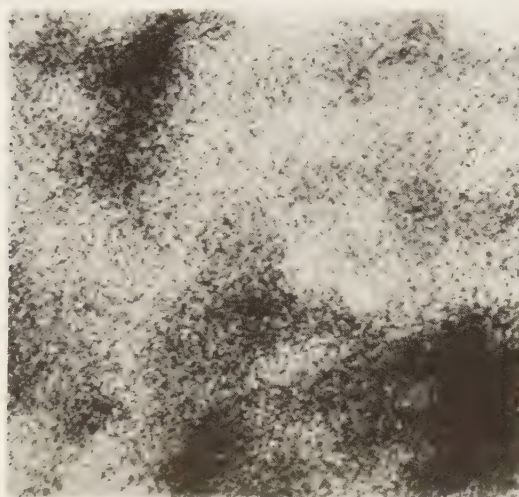
× 160

1, 2 — Or recristallisé (partie claire) associé aux sulfates hydratés de fer (oxydation de pyrite aurifère par H_2O_2 (2.N)).



× 160

Particules d'or associé avec des oxydes de fer sous forme colloïdale



1 — Oxydes de fer (scanning de la microsonde 200 μ de côté).



2 — Particules d'or (parties claires)
(scanning de la microsonde 200 μ de côté).

- 1 — Répartition de Si; quartz (partie claire) en exsolution dans les feldspaths; feldspaths (partie grise); (scanning de la microsonde 300 μ).



- 2 — Répartition de Al; feldspaths (partie claire) (scanning de la microsonde 300 μ).

- 3 — Répartition de Au; les particules d'or (1 à 10 μ) se trouvent associées au Bi et se situent dans les grains de quartz et aussi au contact des feldspaths (scanning de la microsonde 300 μ).



- 4 — Répartition de Bi; le Bi (parties claires) se trouve sous forme de Bi natif associé localement à la bismuthine. Il se situe en grains dispersés, aussi bien dans les grains de quartz que dans les feldspaths (scanning de la microsonde 300 μ).

Or primaire situé dans la pyrite
(origine de l'échantillon : région Saint-Elie, Guyane Française)

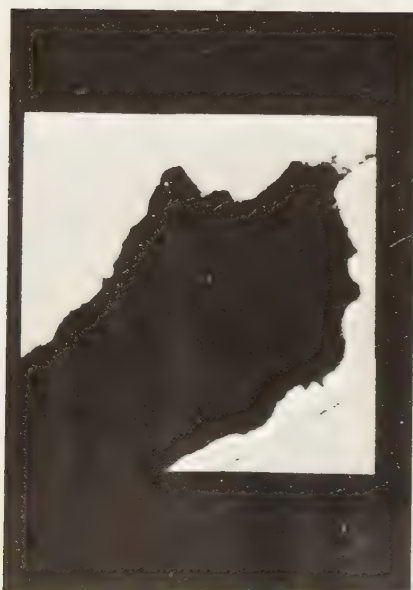
- 1 — Répartition de l'or
(scanning de la microsonde 300 μ).
- 2 — Répartition homogène de l'argent (partie claire)
(scanning de la microsonde 300 μ).
- 3 — Répartition du fer de la pyrite environnante
(scanning de la microsonde 300 μ).



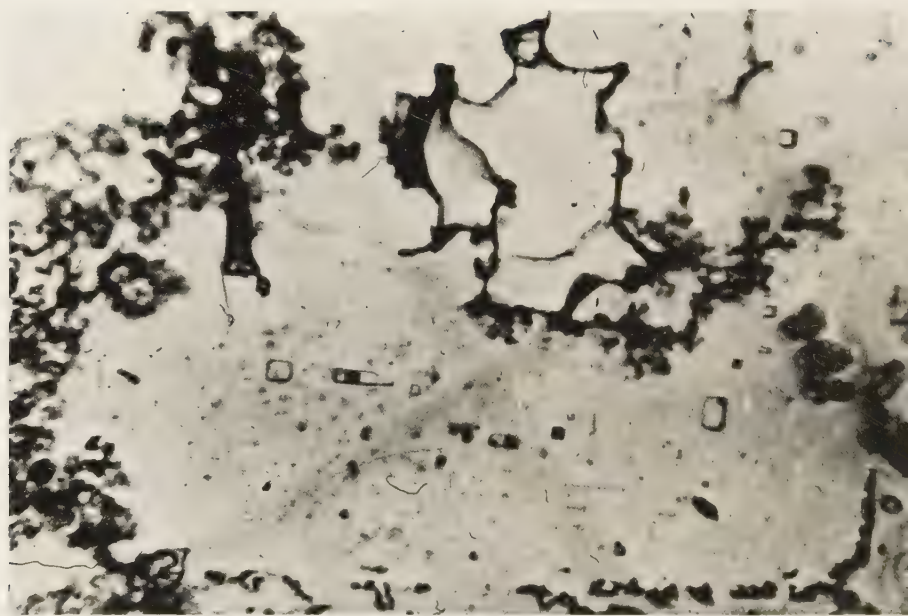
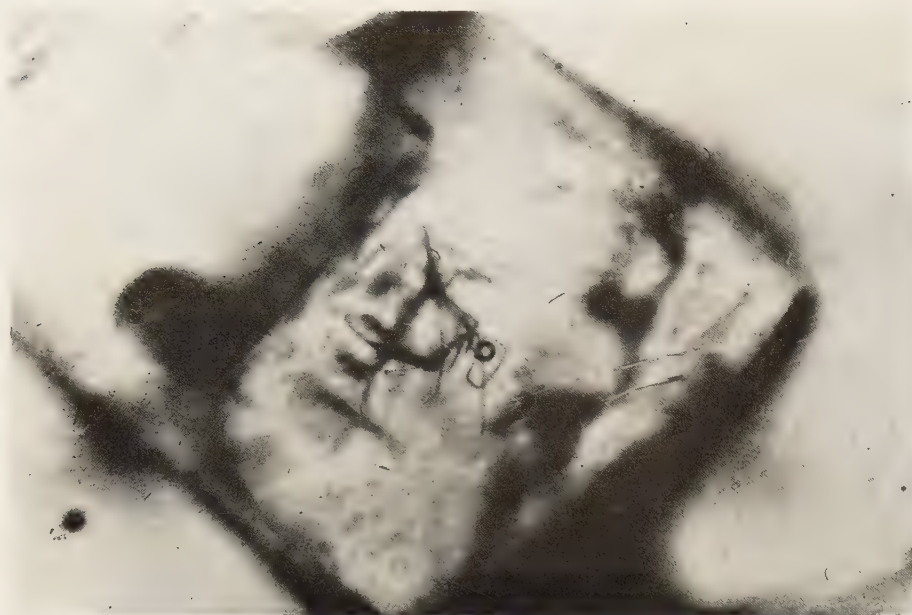
1



2

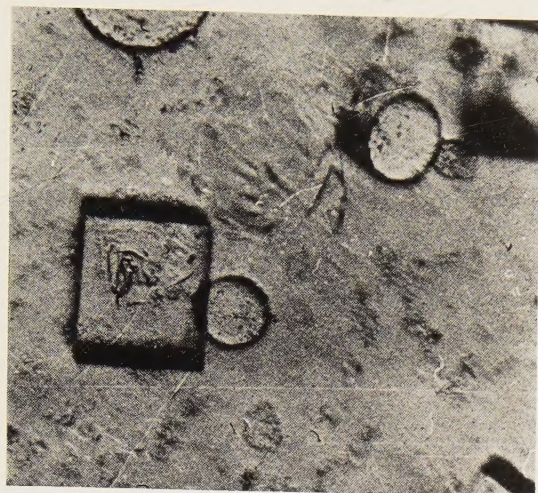


3

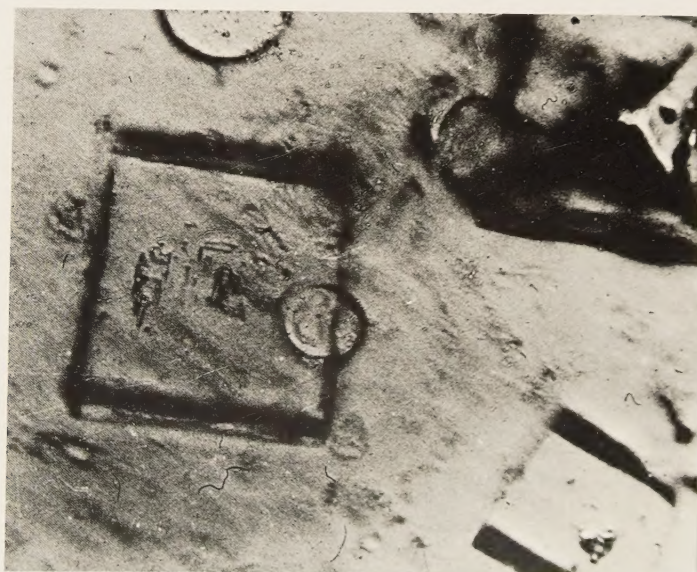


Les figures montrent des cavités diphasées à bulle de retraits (CO_2) formées pendant la croissance des cristaux du NaCl dans l'eau de Vichy.

× 100



Les figures montrent les différents stades successifs concernant l'emprisonnement des bulles d'expulsion pendant la croissance de cristaux du NaCl dans l'eau de Vichy à la température ordinaire. On constate que la forme sphérique de la bulle change très légèrement.



Agrandissement :
× 100

FACULTÉ DES SCIENCES
DE PARIS

9, QUAI SAINT BERNARD - PARIS, V^e

SERVICE DE LA SCOLARITÉ

Bureau des Enseignements du 3^e Cycle

TÉLÉPHONE : 336-25-25 - P

PERMIS D'IMPRIMER

DOCTORAT : D. E. T. A. T.

THESE DE : ES - SCIENCES PHYSIQUES

Nom : MACHATRAS

Prénoms : Georges

Né (e) le 2 MARS 1925 à MAGALOPOLIS Dép^t GRECE

SUJETS

1^{ère} THESE : " CONTRIBUTION A L'ETUDE MINERALOGIQUE ET
" MATALLOGENIQUE DE L'OR. "

2^e THESE (Propositions faites par la Faculté) :



Vu et permis d'imprimer

Paris, le

Le Recteur de l'Académie
de Paris

Vu et approuvé

Paris, le 10 FEVRIER 1970.

Le Doyen de la Faculté
des Sciences de Paris

L. Gauthier

